

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFÍA Y MINERALOGÍA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

**ANÁLISIS DE LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES
CARBONÁTICOS Y EVAPORÍTICOS DEL NEÓGENO DE LA
CUENCA DE CALATAYUD (PROVINCIA DE ZARAGOZA).**

Tesis Doctoral
ENRIQUE SANZ RUBIO
Madrid, 1999

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFÍA Y MINERALOGÍA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

**ANÁLISIS DE LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES
CARBONÁTICOS Y EVAPORÍTICOS DEL NEÓGENO DE LA
CUENCA DE CALATAYUD (PROVINCIA DE ZARAGOZA).**

Tesis Doctoral
ENRIQUE SANZ RUBIO
Madrid, 1999

Directores:

MANUEL HOYOS GÓMEZ

Departamento de Geología.

Museo Nacional de Ciencias Naturales.

Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

JOSE PEDRO CALVO SORANDO

Departamento de Petrología y Geoquímica.

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

Ponente:

LURDES FERNÁNDEZ DÍAZ

Departamento de Cristalografía y Mineralogía.

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

**ANÁLISIS DE LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES CARBONÁTICOS Y
EVAPORÍTICOS DEL NEÓGENO DE LA CUENCA DE CALATAYUD
(PROVINCIA DE ZARAGOZA).**

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), y financiada por los Proyectos de Investigación de la DGICYT PB92-0024 (Inv. Principal M. Hoyos) y PB95-0112 (Inv. Principal M. Hoyos).

Esta Memoria es presentada por Enrique Sanz Rubio para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Madrid, Octubre de 1998.

El Doctorando,

Enrique Sanz Rubio

Los Directores,

Dr. Manuel Hoyos Gómez

Dr. José Pedro Calvo Sorando

AGRADECIMIENTOS

No quisiera que este apartado, uno de los más importantes de la Tesis, se convirtiera en un frío e interminable listado de nombres de personas. Hay veces, como ésta, que teniendo que agradecer un buen número de cosas, los nombres de personas ya no tienen sentido, o por lo menos, a mi no me lo parece, ya que su ayuda reside en mi cabeza, y no puede ser plasmada aquí, sino en la vida cotidiana. Sin duda, y no hace falta realizar grandes esfuerzos de memoria, las ayudas recibidas no sólo residen en el plano científico, sino también en el lado humano, que al fin y al cabo, son igualmente valorables.

A las personas encargadas de dirigir esta Tesis, labor nada fácil, agradecerles su complementación en los diferentes puntos de ver las cosas, además de la constancia, ilusión, desesperación, paciencia y la insistencia en lograr atar todo tipo de cabos, y más aún, la ayuda para restar importancia en su momento justo a aquello que no lo tenía, es decir, las restantes páginas de este trabajo.

Precisamente, páginas y páginas necesitaría para valorar la ayuda de los compañeros del Museo Nacional de Ciencias Naturales, tanto los de dentro como los del exilio. Después de días, meses, y años conviviendo, siempre se respira un cierto aire de frescura en continua renovación, que lógicamente ayuda a respirar. Es una suerte haber compartido momentos muy especiales con estos compañeros, tanto en la intimidad como en la colectividad, que siempre han de quedar guardados en la memoria; momentos muy buenos, buenos y malos, pero que con el paso del tiempo, como el buen vino, todos envejecerán produciéndonos un buen sabor de boca. Algunos de esos momentos, aunque no se han vuelto a repetir, aún siguen latentes, y desde esta latencia, ya todo es posible.

Al hablar de compañeros del museo, no sólo incluye toda persona con hábito u obligación de investigar, sino también al resto del personal; es fácil acordarse del buen humor que afortunadamente reina en este centro, especialmente por las mañanas, salvo excepciones que al final también llegan a convertirse en una nota de humor. Sin duda, las miles de sonrisas y verdaderas carcajadas, en un ambiente sano, generan un buen caldo de cultivo que sirve para poner los ingredientes necesarios para que una persona en su sano juicio también devuelva una sonrisa.

Muy valorables han sido las numerosas ayudas recibidas por gente de otros organismos, otros centros, universidades, o del mismo Calatayud, que han colaborado a lo largo de todo este tiempo con pequeños y grandes destellos de sabiduría, de los que siempre se ha intentado tomar nota, al menos en la medida de lo que se ha podido. Las estancias en el extranjero y el contacto con otros grupos o especialistas tanto en París, como en Utrecht, han concedido una oportunidad para adentrarse en mundos antes desconocidos, y que ahora surgen llenos de atractivo, como se intentará dejar patente en las siguientes páginas.

Lejos del influjo del mundo de la investigación, quedan personas incuestionables, familiares y amistades que miraron y mirarían con escepticismo y preocupación todo el tiempo necesario en hacer un trabajo como éste, un tiempo que podría haber sido empleado en otras facetas de la vida, quizás a la larga más productivas; desconocemos los resultados, pero sin duda, sus sentimientos, su paciente comprensión, ánimo y amistad han sido fundamentales para acabar este trabajo...

A Carmen, su mundo y su gente.

INDICE

Capítulo 1

Introducción	3
1. OBJETIVOS	3
2. METODOLOGÍA	4
2.1. PLANIFICACIÓN DEL TRABAJO	4
2.2. TRATAMIENTO DE LOS MATERIALES ESTUDIADOS	5
2.3. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO DE LA ARQUITECTURA DEPOSICIONAL DEL NEÓGENO DE LA CUENCA DE CALATAYUD	6
2.4. MÉTODOS DE ESTUDIO DE LAS MUESTRAS	6

Capítulo 2

Antecedentes regionales y marco geológico-estructural de la Cuenca de Calatayud	13
1. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	13
2. MARCO ESTRUCTURAL	14
2.1. LA CORDILLERA IBÉRICA	15
2.2. EVOLUCIÓN ALPINA DE LA CORDILLERA IBÉRICA	16
2.3. LA CUENCA DE CALATAYUD S.S.	18
2.4. MODELOS TECTÓNICO-GENÉTICOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD	19
3. RASGOS GEOLÓGICOS DE LOS MÁRGENES DE LA CUENCA DE CALATAYUD	20
3.1. PALEOZOICO	21
3.2. MESOZOICO	22
3.3. LOS EVENTOS VOLCÁNICOS EN EL CONTEXTO DE LA CUENCA	22
4. ESTADO ACTUAL DE CONOCIMIENTOS DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DE CALATAYUD	23
4.1. IMPORTANCIA PALEONTOLÓGICA DE LA CUENCA DE CALATAYUD	25
4.2. IMPORTANCIA DE LOS DEPÓSITOS EVAPORÍTICOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD	27
4.3. IMPORTANCIA DE LOS PROCESOS DE KARSTIFICACIÓN EN FACIES EVAPORÍTICAS	28

5. ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS DEL TERCIARIO DE LA CUENCA	28
5.1. PALEÓGENO	28
5.2. NEÓGENO	29
6. LA CONFIGURACIÓN ACTUAL DE LA CUENCA. RASGOS FUNDAMENTALES	
GEOMORFOLÓGICOS Y TECTÓNICOS	33
6.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS	33
6.2. RASGOS TECTÓNICOS	36

Capítulo 3

Estratigrafía del Neógeno de la Cuenca de Calatayud	41
1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS MAYORES Y SU CRONOLOGÍA	41
1.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS MAYORES	41
1.2. CRONOLOGÍA DE LAS UNIDADES	44
2. DISTRIBUCIÓN EN SUBUNIDADES	47
3. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD INFERIOR	50
3.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS FACIES EVAPORÍTICAS	50
3.2. EL SUBSUELO DE LA CUENCA	50
3.2.1. Los sondeos de Cifuentes y Paracuellos de Jiloca	50
3.2.2. Los sondeos del P. I. Cristina (MYTA)	52
3.2.3. Los sondeos del P. I. Valdezanco (TOLSA)	55
3.2.4. Los sondeos de la Junta de Energía Nuclear	55
3.3. LAS FACIES TERRÍGENAS MARGINALES A LAS EVAPORITAS	55
3.3.1. Facies conglomerático-arenosas	55
3.3.2. Facies arenosas cementadas por yeso	57
3.3.3. Facies lutítico-limosas rojas	58
3.4. DESCRIPCIÓN DE SUBUNIDADES DE UNIDAD INFERIOR	58
3.4.1. Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (L_R -INF)	58
3.4.2. Subunidad de limos y lutitas grises-ocres (L_G -INF)	61
3.4.3. Subunidad de yesos laminado-nodulares (Y_{LN} -INF)	64
3.4.4. Subunidad de yesos laminados (Y_L -INF)	67
3.4.5. Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM} -INF)	69
4. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD INTERMEDIA	71
4.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS FACIES EVAPORÍTICO-CARBONATADAS	71

4.2. DESCRIPCIÓN DE SUBUNIDADES DE UNIDAD INTERMEDIA	72
4.2.1. Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM} -INT)	72
4.2.2. Subunidad de margas dolomíticas con yeso laminado (M_D -INT)	73
4.2.3. Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB} -INT)	76
4.2.4. Subunidad de calizas laminadas diagenéticas (C_{LD} -INT)	78
4.2.5. Subunidad de calizas brechoides, calizas con pseudomorfo de yeso lenticular y calizas palustres (CB_{PY} -INT)	80
4.2.6. Subunidad de calizas bioclásticas, palustres y tobas de caráceas (C_B -INT) ...	82
4.2.7. Subunidad de yesos dolomías y margas dolomíticas (DM_D -INT)	84
4.2.8. Subunidad de lutitas, limos y areniscas con calizas (LA_C -INT)	88
4.2.9. Subunidad de lutitas y margas dolomíticas bioturbadas (LM_{DB} -INT)	90
4.2.10. Subunidad de calizas palustres con gasterópodos (C_{PG} -INT)	93
 5. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD SUPERIOR	96
5.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS DEPÓSITOS DE LA UNIDAD SUPERIOR	96
5.2. DESCRIPCIÓN DE LAS SUBUNIDADES DE LA UNIDAD SUPERIOR	96
5.2.1. Subunidad de lutitas y limos rojos con conglomerados silíceos y oncolíticos (L_R -SUP)	96
5.2.2. Subunidad de tobas autóctonas y depósitos de removilización tobácea (T_A -SUP)	98
5.2.3. Subunidad de calizas laminadas de caráceas y gasterópodos (C_L -SUP)	99

Capítulo 4

Descripción e interpretación de la litofacies evaporíticas de la Cuenca de Calatayud

.....	115
-------	-----

1. LAS UNIDADES EVAPORÍTICAS DE LA CUENCA DE CALATAYUD	116
 2. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES YESÍFERAS SINDEPOSICIONALES	120
2.1. LITOFACIES DE YESO LAMINADO	121
2.1.1. Descripción	121
2.1.2. Interpretación	126
2.2. LITOFACIES DE YESO MACROLENTICULAR Y ROSAS DEL DESIERTO (Y_{RD})	128
2.2.1. Descripción	128
2.2.2. Interpretación	129
2.3. LITOFACIES DE YESO MESOCRISTALINO BIOTURBADO (Y_B)	132
2.3.1. Descripción	132
2.3.2. Interpretación	135

3. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES YESÍFERAS POSTDEPOSICIONALES	137
3.1. YESO POSTDEPOSICIONAL. LITOFACIES PROCEDENTE DE GLAUBERITA (G_L , G_N , G_L)	138
3.1.1. Descripción	138
3.1.2. Interpretación	146
3.2. YESO POSTDEPOSICIONAL. LITOFACIES PROCEDENTE DE ANHIDRITA (A_N y A_L)	153
3.2.1. Descripción	153
3.2.2. Interpretación	162
3.3. LITOFACIES DE VENAS DE YESO FIBROSO ("SATINSPAR VEIN") (Y_F)	166
3.3.1. Descripción	166
3.3.2. Interpretación	167
3.4. LITOFACIES DE YESO MACROCRISTALINO (Y_M)	168
3.4.1. Descripción	168
3.4.2. Interpretación	169
3.5. LITOFACIES DE NÓDULOS COLUMNARES DE YESO (A_p)	170
3.5.1. Descripción	170
3.5.2. Interpretación	175
4. PRESENTACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS DE $\delta^{18}O$ Y $\delta^{34}S$ EN LAS FASES SULFATADAS	180
4.1. PRESENTACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS	180
4.2. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS	182
4.2.1. Los yesos de las unidades evaporíticas de la cuenca	183
4.2.2. Las eflorescencias salinas y otros sulfatos asociados	185

Capítulo 5

Descripción e interpretación de la litofacies carbonáticas deposicionales de la Cuenca de Calatayud	195
--	-----

1. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES DOLOMÍTICAS (D_A, D_B Y D_Y)	196
1.1. DESCRIPCIÓN	196
1.1.1. Subfacies de dolomías arenosas (D_A)	196
1.1.2. Subfacies de dolomías fenestrales, brechoides y bioturbadas (D_B)	198
1.1.3. Subfacies de dolomías/margas con yeso (D_Y)	206
1.2. INTERPRETACIÓN	207

2. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES MAGNÉSICAS (MP, MS, MT)	213
2.1. DESCRIPCIÓN	213
2.1.1. Subfacies de magnesita en asociación con litofacies de yeso postdeposicional (MP)	218
2.1.2. Subfacies de magnesita en asociación con litofacies de yeso sindeposicional (MS)	220
2.1.3. Subfacies de magnesita en asociación con facies terrígenas (MT)	221
2.2. INTERPRETACIÓN	223
3. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES CALCÍTICAS (C_B, C_N, C_L, C_T)	230
3.1. DESCRIPCIÓN	230
3.1.1. Subfacies de calizas bioclásticas y calizas con gasterópodos (C _B)	230
3.1.2. Subfacies de calizas nodulosas (C _N)	232
3.1.3. Subfacies de calizas laminadas con gasterópodos y caráceas (C _L)	234
3.1.4. Subfacies de calizas tobáceas (C _T)	236
3.2. INTERPRETACIÓN	250
4. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LOS CARBONATOS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE CALATAYUD	261
4.1. PRESENTACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS	261
4.1.1. Magnesitas	261
4.1.2. Dolomitas	262
4.1.3. Calcitas	263
4.2. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS DE CARBONATOS DEPOSICIONALES	264
4.2.1. Magnesitas	264
4.2.2. Dolomitas	264
4.2.3. Calcitas	264

Capítulo 6

Asociaciones de facies, secuencias y medios deposicionales. Modelos de sedimentación. Reconocimiento de ciclicidad sedimentaria en la Cuenca de Calatayud	271
--	-----

1. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INFERIOR	272
1.1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS	273

1.1.1. Transición abanico aluvial-margen de lago salino	273
1.1.2. Margen lacustre-lago salino	276
1.2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS.	
CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES	277
1.2.1. Transición abanico aluvial-margen de lago salino	277
1.2.2. Margen lacustre-lago salino	281
1.3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INFERIOR	282
2. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. UNIDAD INFERIOR-INTERMEDIA (SIERRA DE ARMANTES)	286
2.1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS	287
2.2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS.	
CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES	288
2.2.1. <i>Mudflat</i> carbonático-margen lacustre	288
3. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INTERMEDIA	290
3.1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS	290
3.1.1. Transición abanico aluvial-margen lacustre	290
3.1.2. Transición margen lacustre-lago salino	294
3.1.3. Ambiente palustre	295
3.2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS.	
CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES	297
3.2.1. Transición abanico aluvial-margen lacustre	298
3.2.2. Transición margen lacustre-lago salino	301
3.2.3. Ambiente palustre	302
3.3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INTERMEDIA	304
4. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD SUPERIOR	308
4.1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS	308
4.1.1. Abanico aluvial-canales fluviales	309
4.1.2. Ambiente fluviolacustre -tobáceo	309
4.1.3. Ambiente lacustre	311
4.2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES	312
4.2.1. Abanico aluvial-canales fluviales	312
4.2.2. Ambiente fluviolacustre -tobáceo	313
4.2.3. Ambiente lacustre	314
4.3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD SUPERIOR	314

5. RECONOCIMIENTO DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LOS DEPÓSITOS MIOCENOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD. IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS	317
5.1. ESTADO ACTUAL DE LOS ESTUDIOS SOBRE CICLICIDAD SEDIMENTARIA	317
5.1.1. Los parámetros orbitales terrestres	318
5.2. ESTUDIOS DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DE CALATAYUD	320
5.2.1. La respuesta de los ambientes evaporíticos a las oscilaciones climáticas ...	322
5.3. CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA UNIDAD INFERIOR	323
5.3.1. Ciclos menores. Interlaminados yeso-magnesita	323
5.3.2. Ciclos mayores. Secuencias de arcilla y magnesita con yeso nodular	324
5.4. CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA UNIDAD INTERMEDIA	326
5.4.1. Sucesión cíclica yeso primario/magnesita-dolomita (sector SE de la cuenca)	327
5.4.2. Sucesión cíclica lutitas y limos/dolomita (sector de Orera-Ruesca)	331
5.4.3. Secuencias cíclicas de calcretas/limos, arcillas y arenas de color rojo (sector de Armantes Norte)	336
5.5. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL RECONOCIMIENTO DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DE CALATAYUD	337

Capítulo 7

Carbonatos de origen diagenético del Mioceno de la Cuenca de Calatayud

.....	341
-------	------------

1. DESCRIPCIÓN DE LAS LITOFACIES DE CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD	343
1.1. CARBONATOS DIAGENÉTICOS TEMPRANOS	344
1.1.1. Carbonatos diagenéticos del Bloque Norte-Armantes (Sierra de Armantes)	345
- Carbonatos laminados.....	346
- Carbonatos de cristales subromboédricos	348
1.1.2. Carbonatos diagenéticos del Bloque Sur-Páramo	352
- Carbonatos brechoideos del Sector meridional.....	353
* Texturas de reemplazamiento en los tramos de carbonatos brechoideos .	358
* Texturas deposicionales asociadas a los tramos de carbonatos brechoideos	366
- Carbonatos diagenéticos laminados del sector Central-septentrional.....	367
* Microtexturas de los carbonatos laminados.....	370
* Microestructuras de deformación	374
1.1.3. Carbonatos diagenéticos de los bloques Sur Occidental y Oriental	375
- Carbonatos laminados.....	377
- Carbonatos granudo-clásticos	378
1.1.4. Otros reemplazamientos minerales	381

- Reemplazamientos sulfato-aragonito-calcita	381
* Aragonito como producto de reemplazamiento de anhidrita/yeso.....	385
* Aragonito de crecimiento intrasedimentario	386
- Dolomitizaciones (Dolomicroesparita)	387
1.2. CARBONATOS DIAGENÉTICOS HIPERGÉNICOS	388
1.2.1. Hipergénesis de series sulfatadas	388
1.2.2. Calcitizaciones en series evaporíticas en relación con sistemas de fractura	389
- Calcitización centrífuga de secuencias yeso/magnesita	390
- Calcitización preferente de magnesita en series evaporíticas	393
* Análisis petrográfico de las magnesitas y calcitas	397
* Composiciones isotópicas de Carbono y Oxígeno	398
1.3. DISCRIMINACIÓN GEOQUÍMICA (ELEMENTAL-ISOTÓPICA) DE LITOFACIES	
CARBONÁTICAS DEPOSICIONALES Y DIAGENÉTICAS	399
1.3.1. Geoquímica de elementos mayores	399
1.3.2. Isótopos estables	400
 2. INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES DE CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA	
CUENCA DE CALATAYUD	402
2.1. MECANISMOS DE CALCITIZACIÓN	402
2.1.1. Procesos de reemplazamiento de sulfatos	402
- Interpretación de las texturas	404
* Cristales subromboédricos	404
2.1.2. Procesos de dedolomitización	406
- Interpretación de las texturas	408
* Calcitas suturadas	408
* Calcitas fibrosas	409
2.1.3. Procesos de demagnesitización (calcitización de magnesita)	412
- Interpretación de los datos	413
2.1.4. La celestina en los carbonatos diagenéticos	418
2.1.5. La sílice en los carbonatos diagenéticos	421
2.1.6. Interpretación geoquímica de los carbonatos diagenéticos. Elementos mayores	
y relaciones isotópicas de Oxígeno y Carbono	423
- Geoquímica elemental (elementos mayores)	423
- Geoquímica isotópica (isótopos estables de Oxígeno y Carbono)	424
* Preservación de la señal isotópica	426
2.1.7. Modelo de formación de carbonatos diagenéticos	434
- Génesis de las texturas laminadas y masivas diagenéticas	434
- Cronología de los procesos de calcitización carbonato magnésico/sulfato cálcico	
.....	436
- Contexto paleogeográfico y modelos de calcitización	440

* Calcitización polifásica	443
* Calcitización monofásica	443
2.2. LA GÉNESIS DE ARAGONITO EN LA CUENCA DE CALATAYUD	444
2.3. DOLOMITIZACIÓN	449

Capítulo 8

Rupturas sedimentarias y paleokarstificación: influencia en la sedimentación de las unidades Intermedia y Superior	459
---	------------

1. LAS RUPTURAS SEDIMENTARIAS DEL REGISTRO MIO-PLIOCENO Y SU RELACIÓN CON LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA CUENCA	459
1.1. RUPTURA SEDIMENTARIA ENTRE LA UNIDAD INFERIOR Y LA UNIDAD INTERMEDIA	460
1.1.1. La superficie paleokárstica del techo de la Unidad Inferior	460
1.1.2. Relación entre las facies evaporíticas de la Unidad Inferior y los carbonatos diagenéticos suprayacentes a la superficie paleokárstica	467
- Zonas marginales	467
- Zonas centrales-meridionales	474
1.1.3. La superficie paleokárstica del techo de la Unidad Inferior en el conjunto de la cuenca	476
1.1.4. Análisis de la transiciones litológicas y relaciones geométricas entre litologías en los sectores NO y SE de la cuenca	481
- Sector Noroccidental de la cuenca (Sierra de Armantes)	481
- Sector Suroccidental de la cuenca (Morata de Jiloca-Mara)	482
1.2. RUPTURA SEDIMENTARIA ENTRE LA UNIDAD INTERMEDIA Y LA UNIDAD SUPERIOR	483
1.2.1. Rasgos paleokársticos en el techo de la Unidad Intermedia en el sector SE del Bloque Sur-Páramo	484
1.2.2. Los materiales relacionados con la ruptura sedimentaria en el sector Noroccidental y Central del Bloque Sur-Páramo	486

2. PALEOKARSTIFICACIÓN: INFLUENCIA DE COLAPSOS Y SUBSIDENCIA SINSEDIMENTARIA EN LA SEDIMENTACIÓN DE LAS UNIDADES INTERMEDIA Y SUPERIOR	492
2.1. SUBSIDENCIA SINSEDIMENTARIA DE MATERIALES NEÓGENOS	492
2.1.1. Evidencias de subsidencia sinsedimentaria en los carbonatos diagenéticos de la Unidad Intermedia	493
2.1.2. Evidencias de subsidencia sinsedimentaria a techo de la U. Intermedia	494
- Discordancias progresivas y diferencias de potencia en la Sub. U.(C _{PG} -INT) ...	494

- El depocentro de la Subunidad (C _{PG} -INT)	495
2.1.3. Evidencias de subsidencia sinsedimentaria en la Unidad Superior	496
- Diferencias de potencia en la Unidad Superior	497
- Morfología y estructura de los colapsos	499
- Presencia de slumps y discordancias progresivas en la U. Superior	499
- Sedimentología de los materiales de la Unidad Superior	500
2.2. COLAPSOS DE GÉNESIS TARDÍA	501
2.2.1. Colapsos relacionados con la disolución de facies yesíferas	501
2.2.2. Colapsos relacionados con procesos de disolución de facies halíticas	504

Capítulo 9

Evolución de la sedimentación y paleogeografía de los depósitos sedimentarios neógenos de la cuenca

513

1. EL INICIO DE LA SEDIMENTACIÓN EN LA CUENCA DE CALATAYUD	513
2. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFÍA DE LA UNIDAD INFERIOR ...	514
2.1. SEDIMENTACIÓN EN LOS TÉRMINOS BASALES DE LA UNIDAD INFERIOR	514
2.2. SEDIMENTACIÓN EN LOS TÉRMINOS SUPERIORES DE LA UNIDAD INFERIOR ..	515
3. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFÍA DE LA UNIDAD INTERMEDIA	517
3.1. FASE INICIAL DE KARSTIFICACIÓN DE LAS EVAPORITAS DE UNIDAD INFERIOR	519
3.2. FASE DE DESPLAZAMIENTO DE DEPOCENTROS EN LA CUENCA	521
3.3. FASE DE COLMATACIÓN DEL PALEORRELIEVE EN LA ZONA CENTRAL	523
3.4. SEDIMENTACIÓN DE TECHO DE LA UNIDAD INTERMEDIA	524
4. EVOLUCIÓN DE LA SEDIMENTACIÓN Y PALEOGEOGRAFÍA DE LA UNIDAD SUPERIOR	525
4.1. LOS TÉRMINOS BASALES DE LA UNIDAD SUPERIOR	526
4.2. TÉRMINOS CON SEDIMENTACIÓN FLUVIOLACUSTRE CARBONATADA DE LA UNIDAD SUPERIOR	527
4.3. TÉRMINOS FINALES DE LA UNIDAD SUPERIOR	530
5. INFLUENCIA CLIMÁTICA Y/O TECTÓNICA EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL NEÓGENO DE LA CUENCA DE CALATAYUD	533

Capítulo 10

Resumen y conclusiones. Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos del Neógeno de la Cuenca de Calatayud 539

1. RESUMEN	539
1.1. ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO DE LA CUENCA	539
1.1.1. Unidades sedimentarias mayores	539
1.1.2. Rupturas sedimentarias	540
- Ruptura sedimentaria entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia	540
- Ruptura sedimentaria entre la Unidad Intermedia y la Unidad Superior	541
1.2. ANÁLISIS DE LAS LITOFACIES YESÍFERAS	541
1.2.1. Litofacies yesíferas sindeposicionales	541
1.2.2. Litofacies yesíferas postdeposicionales	542
1.3. ANÁLISIS DE LAS LITOFACIES CARBONÁTICAS DEPOSICIONALES	542
1.3.1. Litofacies dolomíticas	542
1.3.2. Litofacies magnesíticas	542
1.3.3. Litofacies calcíticas	543
1.4. ANÁLISIS DE LAS LITOFACIES CARBONÁTICAS DIAGENÉTICAS	543
1.5. CICLICIDAD SEDIMENTARIA	544
1.6. RELACIÓN ENTRE EL RELLENO SEDIMENTARIO Y LAS DISCONTINUIDADES SEDIMENTARIAS DE LA CUENCA	545
1.7. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DEL NEÓGENO DE LA CUENCA	546
2. CONCLUSIONES	550

Bibliografía 555

Anexo

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1. OBJETIVOS

En la elaboración de la presente Tesis Doctoral “Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos neógenos de la Cuenca de Calatayud (Provincia de Zaragoza)”, hemos marcado unos objetivos sencillos, concretos, aunque no por ello de compleja consecución. En el apartado de antecedentes regionales, se podrá comprobar la existencia de un gran número de trabajos relacionados con la Cuenca de Calatayud, orientados hacia los diversos campos de estudio de la geología de esta región (paleontología, sedimentología, geomorfología, etc...). Una de las principales motivaciones para la realización de esta Tesis Doctoral ha sido la ausencia, a pesar de la abundancia de trabajos multidisciplinarios, de tratados generales sobre la geología de esta cuenca que incluyan el estudio de la evolución de la sedimentación a lo largo del Neógeno y que permitan tanto la iniciación, como el conocimiento a toda persona ajena a esta cuenca. Por todo ello, y como primer objetivo se persigue el establecimiento de la litoestratigrafía y cronoestratigrafía de la cuenca con la aportación de nuevos datos y observaciones además de la incorporación de datos de trabajos anteriores.

La idea de realizar una puesta al día de la geología de la Cuenca de Calatayud conlleva en muchos casos nuevas denominaciones, nuevos términos, descripciones y observaciones novedosas que se intentan expresar o reflejar de la forma más sencilla posible con el objetivo de no dificultar la comprensión de este trabajo. La consecución de este objetivo requiere no caer en una excesiva especialización, o en el análisis desproporcionado de diversos rasgos atractivos de la cuenca olvidando o tratando de forma somera otros factores que puedan contribuir de forma sobresaliente al resultado final. La estructura y distribución de los diferentes apartados de esta Tesis Doctoral pretende facilitar al máximo su lectura, permitiendo que la persona que desee introducirse o profundizar en el conocimiento general de la cuenca pueda hacerlo asimilando este trabajo en su conjunto. De la misma forma, con la división de este estudio en capítulos temáticos se busca facilitar la labor a aquellas personas interesadas solamente en aspectos parciales.

Un segundo objetivo importante es el análisis de la evolución de los sistemas deposicionales durante el Mioceno y Plioceno. Este objetivo, de gran amplitud,

comprende un análisis sedimentológico y de facies, realización de mapas de reconstrucción paleogeográfica e interpretaciones de medios sedimentarios y su evolución paleoclimática. En este análisis, no olvidaremos la importancia de los procesos diagenéticos, que junto con la propia evolución tectónica y geomorfológica de la cuenca han transformado las estructuras, texturas y disposición de una gran parte de las facies deposicionales. Los diferentes campos de estudio en geología deben estar sujetos a una constante actualización, sin dar nunca por finalizada una tarea o permanecer en el más absoluto de los inmovilismos; por ello, todas las problemáticas que serán planteadas en la presente tesis no sólo deben ser un incentivo para establecer un motivo de duda en otras cuencas ibéricas similares, sino también constituirse en materia de debate o incluso de crítica para la realización de estudios posteriores.

2. METODOLOGÍA

2.1. PLANIFICACION DEL TRABAJO

En una primera fase, llevada a cabo fundamentalmente en el transcurso del primer semestre del año 1994 (fecha de comienzo de la Tesis Doctoral), se procedió a una revisión bibliográfica de toda información relacionada con la Cuenca de Calatayud y su contexto regional, así como de las topografías existentes (1:50.000 fundamentalmente y 1:25.000 parcial) y cartografías geológicas (1:50.000 y 1:200.000). Con la adquisición de los fotogramas aéreos (1:18.000 y 1:33.000) necesarios para cubrir el estudio de la cuenca, se planificaron los trabajos de campo y inició el proceso de cartografía litológica de los materiales neógenos.

Los trabajos de campo comenzaron en Julio de 1994 prolongándose básicamente hasta Septiembre-Octubre de 1996, si bien las primeras prospecciones paleontológicas en el marco del proyecto PB92-0024 se iniciaron con anterioridad, en Marzo de 1994. La adquisición de datos en campañas de campo se ha alternado con trabajo de gabinete en las instalaciones del Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (C.S.I.C.), en el cual se ha procesado toda la información obtenida. Como complemento a los datos obtenidos en las campañas de campo, se han recopilado datos procedentes de sondeos de investigación de distintas empresas que en distintos momentos iniciaron labores de prospección en la Cuenca de Calatayud; se utilizaron sondeos de la Junta de Energía Nuclear (J.E.N.), de MYTA, TOLSA, así como información adicional generosamente cedida por estas dos últimas empresas para la elaboración de esta Tesis Doctoral.

Las estancias realizadas en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Historia Natural de París en 1996, y en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de la Tierra de Utrecht en 1997 han contribuido a la formación del autor en diferentes temáticas que han quedado patentes en los diferentes capítulos de Tesis. Así, la

primera estancia fue realizada para el aprendizaje en procesos de reemplazamiento diagenético de sulfatos por carbonatos, que ha contado con una evidente aplicación en el estudio de la cuenca; la segunda de las estancias supuso una toma de contacto con la metodología y nuevas tendencias de los estudios cicloestratigráficos.

Finalmente, durante el año 1998, se inició la redacción de la presente Tesis Doctoral, procediéndose a ordenar y reflejar todos los datos procesados e información anteriormente acumulada, finalizándose una cartografía litológica de la cuenca a escala 1:50.000, y diversas zonas de detalle a menor escala.

2. 2. TRATAMIENTO DE LOS MATERIALES ESTUDIADOS

Aunque la litoestratigrafía de la cuenca se caracteriza por la existencia de una Unidad Inferior evaporítica, Intermedia evaporítico-carbonatada, y Superior terrígeno-carbonática, puede realizarse una diferenciación muy básica en función de las distintas litologías presentes:

a) Litologías terrígenas

Las litologías terrígenas (arcillas, limos, areniscas, conglomerados, y brechas) predominan en los márgenes de cuenca para las unidades Inferior e Intermedia, exceptuando facies fluviales-aluviales clásticas de Unidad Superior que únicamente afloran en el centro de la cuenca. En la presente Tesis Doctoral, se hace especial énfasis en la descripción de las litofacies carbonáticas y evaporíticas, estudiándose sus relaciones con las facies terrígenas de grano fino (arcillas, limos, y areniscas). Sin embargo, la ausencia por erosión de un adecuado registro sedimentario de las facies terrígenas más groseras en los márgenes de cuenca, ha desaconsejado la inclusión de su estudio como parte de los objetivos a cubrir.

b) Litologías evaporíticas

Sin duda alguna, la litología dominante entre las evaporitas aflorantes de la Unidad Inferior e Intermedia es el yeso, ya que otras fases salinas deposicionales han sido transformadas en superficie a yeso secundario, encontrándose inalteradas solamente en sondeos de investigación. Además del yeso, en superficie existen pequeñas proporciones de celestina y anhidrita y, en forma de eflorescencias salinas, epsomita-hexahidrita y thenardita-mirabilita fundamentalmente. El estudio de las fases salinas deposicionales se realizará a partir de la información proporcionada por sondeos de investigación, así como por medio del estudio de campo y petrográfico de relictos y pseudomorfo en las secuencias evaporíticas aflorantes.

c) Litologías carbonáticas

Constituyen el grueso de los materiales estudiados en esta Tesis Doctoral. En principio, es necesario realizar una distinción básica entre litologías primarias-sindeposicionales tempranas y litologías diagenéticas. De este modo, dentro de las litologías primarias se puede reconocer calcita, aragonito, magnesita, y dolomita en la Unidad Inferior e Intermedia, y únicamente calcita en la Unidad Superior. Sin embargo, la presencia de calcita diagenética constituye un rasgo muy importante en los depósitos evaporítico-carbonáticos de la Unidad Intermedia, lo que será objeto de un detallado estudio en el presente trabajo.

2. 3. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO DE LA ARQUITECTURA DEPOSICIONAL DEL NEÓGENO DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

Como primer paso en el estudio de la arquitectura deposicional se ha levantado un número suficiente de secciones estratigráficas representativas de todos los grupos mayores de litofacies en el Neógeno de la Cuenca de Calatayud, realizándose un muestreo sistemático en cada sección y muestreos selectivos enfocados a la resolución de problemáticas concretas. Además, se ha procedido a la realización de esquemas de afloramiento con utilización de fotografías de campo para el estudio de rasgos particulares relevantes en la cuenca. Como importante dato de apoyo, se ha utilizado la información procedente de sondeos de investigación minera, así como toda la información complementaria de estas labores de prospección.

Con toda esta información se han realizado correlaciones estratigráficas con objeto de reconstruir la geometría de los depósitos y llegar a una correcta definición de unidades con una cronoestratigrafía fiable. Finalmente, se ha realizado una cartografía geológica escala 1:50.000 de la cuenca mediante el estudio de fotografía aérea a escala 1:18.000 y 1:33.000.

2. 4. MÉTODOS DE ESTUDIO DE MUESTRAS

Técnicas petrográficas

Como herramientas básicas del estudio petrográfico se han utilizado técnicas de microscopía óptica de baja resolución (microscopio petrográfico convencional de luz transmitida) y de microscopía óptica de alta resolución (M.E.B).

El estudio de más de 400 muestras mediante microscopio petrográfico convencional, así como la observación de secciones pulidas, ha constituido el método más efectivo de análisis sistemático de muestras. Debido a su baja consistencia, una gran parte de las muestras (principalmente evaporitas y carbonatos diagenéticos) debieron ser

embutidas artificialmente con resina plástica AC-100 para la correcta realización de láminas delgadas. Las muestras fueron sistemáticamente teñidas (tinción selectiva con alizarina roja y ferrocianuro potásico) según el método Lindholm y Finkelman (1972) con el objeto de caracterizar dolomitas y diferentes tipos de calcitas en función del % en Fe.

En el Microscopio Electrónico de Barrido se han estudiado un total de 20 muestras (básicamente carbonatos magnésicos y calcitas diagenéticas) en grano y sección pulida. El aparato utilizado es un PHILIPS XL-20 del Laboratorio de Microscopía Electrónica del M.N.C.N. (C.S.I.C.). Las muestras se metalizaron previamente mediante *Sputter Bio-Rud SC515* (20 nm de espesor de oro), para ser posteriormente montadas en stubs de aluminio con pintura de plata, cinta de cobre o resina de grafito.

Técnicas de análisis mineralógico y geoquímico

Durante los años 1995 y 1996, se realizaron determinaciones mineralógicas (Difracción de Rayos X), análisis geoquímicos (Fluorescencia de Rayos X y absorción atómica) e isotópicos de muestras geológicas previamente seleccionadas.

La Difracción de Rayos X ha sido utilizada como método principal de análisis de la composición mineralógica de muestras pulverizadas. Los análisis han sido realizados en un Difractómetro de Rayos X PHILIPS PW-1710 en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (C.S.I.C.). Las muestras, en polvo total, han sido rodadas desde 3° a 65°; en muestras carbonatadas se ha aplicado el método de Goldsmith y Graf (1958) para el cálculo del % mol de MgCO_3 usando como standard interno el cuarzo y midiendo la posición del pico $d(104)$ de las fases carbonáticas. En muestras lutíticas se han realizado difractogramas de polvo total (3° a 65°), y un tratamiento especial con la fracción $<64 \mu\text{m}$, consistente en la realización de Agregados Orientados (A.O), tratamiento con Etilenglycol y calentamiento a 550°, con un rodaje particular entre 2° y 18°.

Los análisis de geoquímica elemental y trazas han sido realizados mediante espectrometría de Fluorescencia de Rayos X en un equipo PHILIPS 1410/20 automatizado sobre pastillas prensadas de las muestras previamente pulverizadas.

En muestras estudiadas bajo M.E.B. se han realizado análisis químicos semicuantitativos mediante un detector EDAX super UTW. El microanalizador es el modelo PHILIPS Dx4i.

Geoquímica Isotópica: se han realizado fundamentalmente análisis de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno en carbonatos (52 muestras), así como de oxígeno y azufre en sulfatos (15 muestras). Los análisis han sido llevadas a cabo en diversos laboratorios, como los que se indican a continuación:

- Laboratoire d'océanographie dynamique et de climatologie. C.N.R.S, O.R.S.T.O.M. Université Pierre et Marie Curie à Paris.
- Laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Estación Experimental del Zaidín (C.S.I.C) en Granada.
- Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca.
- Laboratorio de GEOTOP (Quebec, Canadá).

Las composiciones isotópicas del oxígeno y carbono de calcita, dolomita y magnesita se determinaron usando procedimientos standard (McCrea, 1950; Craig, 1957; Kralik *et al.*, 1989; Byrdie *et al.*, 1993). El factor de fraccionamiento isotópico del oxígeno para el CO₂ liberado por el tratamiento de minerales carbonáticos con ácido fosfórico a 25° C es 10.20 para la calcita, 11.03 para la dolomita (según Friedman y O'Neil, 1977), y 12.22 para la magnesita (según Perry y Tan, 1972). Las muestras carbonatadas con composición mineralógica mixta fueron pre-tratadas mediante ataque ácido con el objetivo de eliminar la fracción calcítica, y poder determinar la composición isotópica de la fase carbonática restante. Los valores isotópicos del oxígeno y carbono fueron referidos al standard PDB en notación delta.

Cálculos hidrogeoquímicos

La realización de los cálculos geoquímicos que se han utilizado en algunos apartados de este trabajo para modelizar la composición química de las salmueras a partir de las cuales se produce la precipitación de los sedimentos evaporíticos. Dichos cálculos se han realizado mediante el código informático PHRQPITZ (versión 0.2, 1990; Plummer *et al.*, 1988). Este programa, basado en la adaptación de las ecuaciones de Pitzer por Harvie *et al.* (1984) está específicamente diseñado para la realización de cálculos de reacciones geoquímicas en soluciones de altas concentraciones que incluyen en su composición Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₃-CO₂-H₂O. Tanto el modelo termodinámico como el programa han sido suficientemente contrastados en recientes trabajos de investigación sobre medios evaporíticos antiguos y actuales (Wood y Sanford, 1990; Sanford y Wood, 1991; Bischof *et al.*, 1994; Sánchez- Moral *et al.*, 1998).

La ejecución de los cálculos se ha realizado en función de los datos obtenidos mediante las observaciones de campo, evidencias petrográficas y datos mineralógicos y geoquímicos, según las siguientes condiciones:

- Para la determinación de la posible composición química de las soluciones a partir de las cuales se produciría la precipitación de las fases minerales incluidas en cada secuencia problema, se ha buscado el equilibrio entre un disolvente (agua pura) y los minerales involucrados en cada caso. Asimismo, los cálculos se han repetido con diferentes grados de subsaturación y las veces necesarias para determinar la evolución de las principales relaciones iónicas.
- Todas las reacciones se han calculado a 25°C, 1 atm de presión, y 10^{-3.5} atm de Pco₂.

Estudio de muestras paleontológicas

La prospección paleontológica ha sido realizada en dos fases durante el período comprendido entre 1994-1997:

- a) Localización de niveles de los yacimientos clásicos que son considerados de importancia en la bioestratigrafía de la cuenca, para lo cual ha sido necesario una exhaustiva revisión y recopilación de toda la información existente en anteriores trabajos.
- b) Prospección de niveles (preferentemente margas negras, verdes y grises) para la localización de nuevos yacimientos paleontológicos en áreas que pudieran contribuir a complementar y precisar la información bioestratigráfica y cronoestratigráfica de la cuenca.

De cada nivel se obtuvo una cantidad mínima de 25 Kg de sedimento (suficiente como para deducir su riqueza fosilífera) que se sometió en laboratorio a un proceso de lavado y tamizado. Una vez realizado el triado de la muestra con la oportuna selección de los restos fósiles para su posterior identificación, se procedió a obtener mayor cantidad de muestra de los puntos más sobresalientes. En esta última etapa se lavaron cantidades entre 180-900 Kg.

CAPÍTULO 2

ANTECEDENTES REGIONALES Y MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

1. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

Ubicada en el NE de la Península Ibérica, entre las cuencas de Almazán y del Ebro, la cuenca terciaria de Calatayud representa el sector septentrional de la fosa tectónica de dirección NO-SE, que se extiende desde el NO de la localidad de Calatayud (Zaragoza) hasta las proximidades de Montalbán (Teruel), con una longitud superior a los 120 km y una anchura variable entre 10 y 26 km. La Cuenca de Calatayud se encuentra flanqueada por relieves paleozoicos y mesozoicos que constituyen la Rama Castellana (occidental) y Aragonesa (oriental) de la Cordillera Ibérica.

Los límites del área de estudio de la presente Tesis Doctoral comprenden el sector existente entre Villarroya de la Sierra al NO de Calatayud, y el eje formado entre las

bellas localidades de Villafeliche y Miedes hacia el SE de la cuenca, quedando definido por coordenadas $41^{\circ} 11' - 41^{\circ} 28' \text{ N}$, y $1^{\circ} 26' - 1^{\circ} 50' \text{ W}$ (Fig 2.1), área en la que se encuentran representados la práctica totalidad de los depósitos neógenos de la propia Cuenca de Calatayud. En este sentido, y para evitar confusiones, en este trabajo denominaremos al sector de estudio como Cuenca de Calatayud s.s.

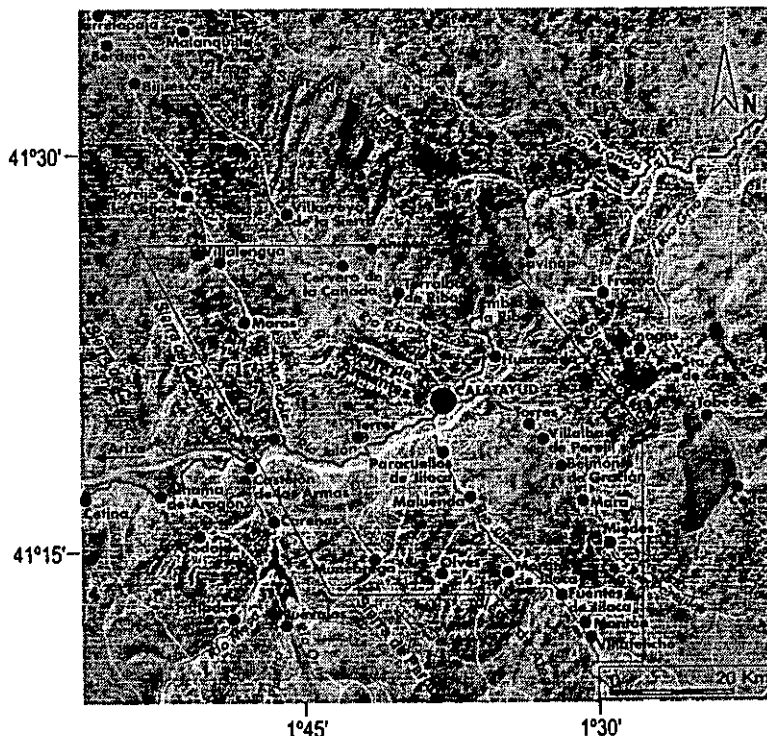


Figura 2.1. Delimitación geográfica del sector de estudio

Las sierras laterales que bordean la Cuenca de Calatayud son las sierras de la Virgen, de Vicort y Modorra en el sector oriental, y las de Pardos y Atea en el occidental, cuyos relieves máximos oscilan entre los 1000-1300 m de altitud; la topografía interna de la cuenca, correspondiente a los materiales terciarios de relleno, se caracteriza por un importante rasgo morfológico como es la existencia de un relieve interno arrasado por una superficie de erosión poligénica; su expresión morfológica es un páramo central que se extiende según la directriz longitudinal de la cuenca desde el límite Sur del área de estudio hasta pocos km al NO de Calatayud (Sierra de Armantes), alcanzando altitudes máximas que rondan los 960 m.

La red hidrográfica actual, con un claro control estructural, se encuentra jerarquizada con la existencia de un cauce principal (Río Jalón) al cual confluyen el resto de cauces secundarios; desde la vecina Cuenca de Almazán, el Río Jalón recorre transversalmente la cuenca en dirección O-E para llegar hasta la Cuenca del Ebro, río en el cual vierte sus aguas. La red secundaria de afluentes se encuentra formada al Sur por los ríos Jiloca y Perejiles, de curso paralelo, que fluyen en la dirección longitudinal de la cuenca hacia el Río Jalón. Los valles de estos ríos presentan una notable asimetría, con pendientes más acusadas hacia la parte del páramo y una pendiente suave y tendida hacia las zonas de borde de cuenca; al Norte del Río Jalón, los ríos Manubles y Ribota fluyen también según una dirección próxima a la propia del eje longitudinal de la cuenca, con un curso algo más irregular bordeando la Sierra de Armantes, y finalmente desembocan en el Río Jalón dentro de materiales paleozoicos.

Administrativamente, todo el área de estudio pertenece a la provincia de Zaragoza quedando incluida en las siguientes hojas 1: 50.000 del Mapa Topográfico Nacional: Calatayud (409), La Almunia de Doña Godina (410), Ateca (437), y Paniza (438).

2. MARCO ESTRUCTURAL

La Cuenca de Calatayud se incluye dentro del sistema de fosas y subfosas tectónicas de carácter intramontañoso enclavadas en la Cordillera Ibérica. Esta cuenca constituye el sector septentrional de una fosa tectónica mayor (Calatayud-Montalbán) elongada paralelamente a la dirección NO-SE de la Cordillera Ibérica encontrándose ubicada entre las Ramas Castellana (Occidental) y Aragonesa (Oriental) de la misma. El umbral paleozoico de Daroca separa la Subfosa de Calatayud de la de Montalbán, presentando edades y rellenos diferentes. La apertura y desarrollo de la Cuenca de Calatayud, así como de las restantes fosas de la Cordillera Ibérica, son el producto de la evolución de esta compleja cadena intraplaca durante el Terciario.

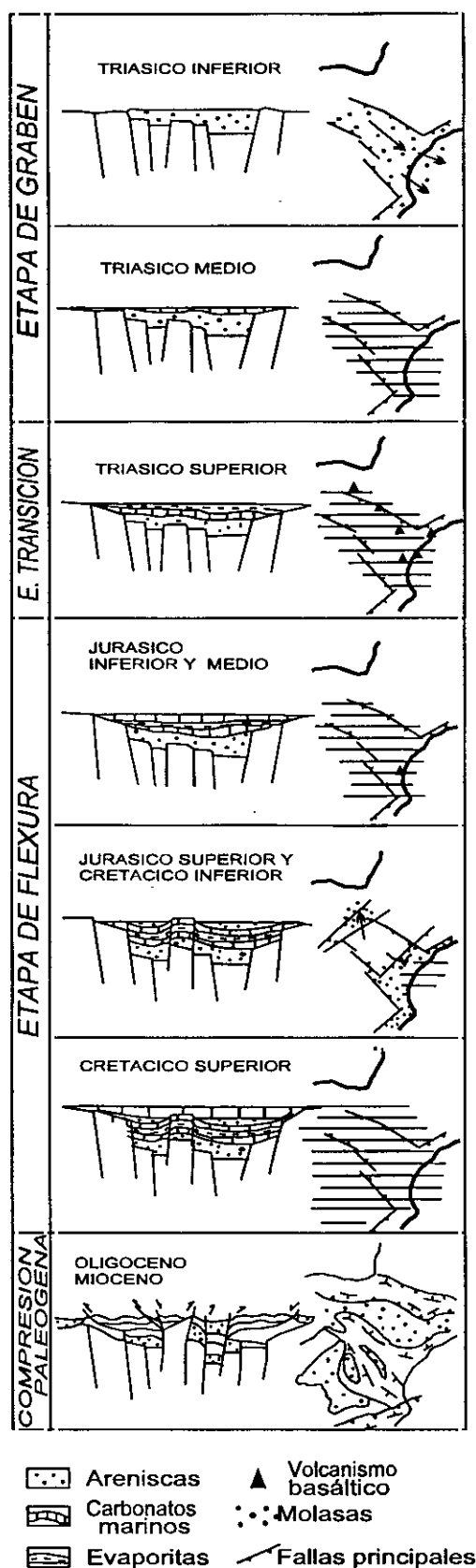
2. 1. LA CORDILLERA IBÉRICA

La estructura actual de la placa Ibérica, y por lo tanto de la Cordillera Ibérica, es básicamente el resultado de la convergencia entre las placas ibérica, africana y euroasiática, que se inicia durante el Cretácico Superior (Dewey *et al.*, 1973, 1989; Dercourt *et al.*, 1986), y que consta de una primera etapa de edad Cretácico Superior-Oligoceno Medio, con convergencia entre Eurasia e Iberia, y una segunda etapa Oligoceno Superior-Cuaternario en que la convergencia se traslada a las placas ibérica y africana (Srivastava *et al.*, 1990; Roest y Srivastava, 1991)

La Cordillera Ibérica es una compleja cadena intraplaca de orientación NO-SE constituida fundamentalmente por un basamento hercínico y una gruesa cobertera mesozoica, cuya estructura queda fuertemente influenciada por el zócalo paleozoico junto con su tegumento de Triásico Inferior, por un lado, y por la cobertera post-triásica por otro, separados ambos por un nivel de despegue que puede situarse según los casos, bien en el Keuper (Richter y Teichmüller, 1933; Viallard, 1983; Guimerá, 1988), o en el Muschelkalk Medio (Guimerá, 1988). La actual estructura de la Cadena Ibérica es el producto de una inversión tectónica de un rift mesozoico intracontinental que albergaba cuencas mesozoicas de carácter extensional (Alvaro *et al.*, 1979), a causa de la compresión producida por la convergencia entre Iberia y Eurasia durante el Paleógeno o, según Salas y Casas (1993), por la colisión de la placa ibérica con el llamado bloque del Ebro (Parés *et al.*, 1988). La sedimentación y la paleogeografía de las cuencas mesozoicas fue controlada por la existencia de una marcada red de fracturas de dirección a escala plurikilométrica en el basamento (Alvaro *et al.*, 1979; Guimerá, 1988) previas al evento de compresión alpina. La situación intraplaca de la Cordillera Ibérica provoca que, aunque el desarrollo de la misma se produce durante el ciclo alpino, presente a la vez una serie de rasgos que no permiten incluirla entre las cadenas alpinas más típicas (Julivert *et al.*, 1974), es decir una peculiar evolución sedimentaria, una moderada deformación, escasa presencia de esquistosidad alpina y, por último, una ausencia casi total de metamorfismo (Simón, 1990).

La estructura compleja de la cadena queda determinada por las diferentes orientaciones de las fallas de basamento en relación con la compresión paleógena que provoca un movimiento direccional transpresivo en las mismas, y una disposición compleja de pliegues y cabalgamientos en la cobertera mesozoica originada cuando las orientaciones de las fallas de basamento eran oblicuas a un acortamiento regional N-S aproximadamente (Anadón y Moissenet, 1996). Así, la cobertera mesozoica se encuentra afectada por pliegues y cabalgamientos con dirección preferente NO-SE, si bien existen áreas con orientaciones NE-SO y existencia de complicadas estructuras de superposición donde coexisten distintas direcciones de plegamiento (Simón, 1980). Las estructuras de cobertera disponen una doble vergencia, dirigida hacia al NE en la parte Norte de la cadena, y hacia el SO en la parte Sur (Riba y Ríos, 1962). Finalmente, cuando la orientación de las fallas de basamento fue perpendicular al acortamiento regional, se originaron cabalgamientos complejos en la cobertera.

2. 2. EVOLUCIÓN ALPINA DE LA CORDILLERA IBÉRICA



Simón (1990) ha distinguido tres grandes períodos dentro de un esquema de evolución alpina de la Cordillera Ibérica; sedimentación mesozoica, compresión paleógena, y distensión neógeno-cuaternaria (Fig. 2.2):

a) Sedimentación mesozoica: con la individualización de una estructura de *graben*, comienza la deposición de niveles rojos permo-triásicos y materiales mesozoicos sobre una importante superficie de erosión desarrollada sobre materiales paleozoicos previamente plegados (Salas y Casas, 1993) que forman actualmente parte de la estructura de la Cordillera Ibérica. Este *graben* representa uno de los aulacógenos que componen una unión triple de tipo rrr en el área de Castellón-Teruel-Valencia, que es indicativa de la existencia de un punto caliente en el manto superior. Desde ese momento, la evolución de la Cordillera Ibérica ha comprendido tres etapas: una etapa de graben (Triásico Inferior-Medio), con una reactivación vertical de las fracturas tardihercínicas, individualización de la cuenca y con fuertes subsidencias diferenciales que se relacionan con la apertura y retirada del Tethys hacia el Oeste; una etapa de transición (Triásico Superior), con adelgazamiento cortical y abundantes eventos magmáticos en el área de la unión triple; y, finalmente, una etapa de flexura (Jurásico-Cretácico), caracterizada por una suave flexión continental interrumpida por algunos subepisodios tectónicos con establecimiento de plataformas marinas carbonatadas.

Figura 2. 2. Esquema de evolución alpina de la Cordillera Ibérica (modificado de Salas y Casas, 1993).

b) Compresión paleógena: la colisión entre las placas Ibérica y Africana, o de la primera con el bloque del Ebro (Parés *et al.*, 1988), se traduce en un engrosamiento cortical. En el tránsito Mesozoico-Cenozoico se produce la emersión del dominio ibérico y la inversión tectónica anteriormente referida. En el transcurso del Paleógeno (Oligoceno-Mioceno Inferior), y con especial intensidad en el Oligoceno Superior, la Cordillera Ibérica sufre el desarrollo de macroestructuras compresivas en forma de pliegues y cabalgamientos tanto en el basamento como en la cobertera mesozoica (Guimerá, 1984; Guimerá y Alvaro 1990). Esta actividad compresiva ha continuado localmente hasta el Mioceno Medio en la zona de Daroca o en el borde Norte de la Sierra de Cameros.

c) Distensión neógeno-cuaternaria: según Simón (1990), es el período más importante en la estructuración de cuencas y subcuencas de la Cordillera Ibérica, incluyendo la Cuenca de Calatayud. Durante el Mioceno Inferior-Medio se produce un cambio progresivo desde un régimen de carácter compresivo a distensivo, que se encuentra relacionado con el proceso de *rifting* desarrollado de Norte a Sur entre el Rhin y el Mar de Alborán a lo largo del Eoceno-Mioceno Superior (Vegas *et al.*, 1979), y que provoca la formación de un importante sistema de fosas tectónicas superpuestas a las estructuras compresivas de la cadena (Calatayud-Montalbán, Jiloca, Alfambra-Teruel-Mira, etc...). Dentro de este episodio de extensión generalizada, tradicionalmente se han distinguido dos etapas fundamentales distensivas separadas por un período de relativa estabilidad tectónica en el cual se genera la denominada como Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica por Solé Sabaris (1978).

1) En una primera etapa distensiva se determina la configuración inicial del sistema de fosas, a la vez que se forma la mayor parte de las mismas. Se genera la Cuenca de Calatayud-Montalbán a favor de la citada dirección NO-SE, característica de la Cordillera Ibérica, mientras que la Fosa de Teruel lo hace con una orientación oblicua a la cadena (NNE-SSO). Estas depresiones tectónicas presentan un marcado carácter de semifosa con una asimetría sedimentaria que implica un desplazamiento de facies hacia su margen oriental, el cual se limita por fallas normales.

2) En una segunda etapa distensiva, que comienza alrededor del Plioceno Superior (Simón, 1984), se originan nuevas depresiones, como la del Jiloca, Gallocanta y Daroca (Gracia, 1990, 1992, 1993) y probablemente Munébrega (Gutiérrez-Santolalla, 1994a), rellenas sólomente de sedimentos plio-cuaternarios, a la vez que se reactivan las fosas ya existentes. Finalmente, la Cordillera Ibérica adquiere su morfoestructura actual con la deformación de la Superficie de Erosión Fundamental mediante eventos tectónicos de colapso (Simón, 1984; Gracia *et al.*, 1988). El período de mayor actividad tectónica es el Plioceno Superior, si bien la tectónica distensiva se prolonga en algunas áreas hasta el Cuaternario como en el borde oriental de la fosa del Jiloca y su enlace con la de Alfambra-Teruel (Moissenet, 1983; Simón, 1984), o manifestándose como deformaciones locales a lo largo de las fallas principales durante el Pleistoceno Inferior-Medio (Simón, 1989).

2. 3. LA CUENCA DE CALATAYUD S.S.

Tradicionalmente, han sido utilizados una gran cantidad de términos geográficos para la denominación de las diferentes fosas y subfosas existentes en la Cordillera Ibérica. En lo referente al área de estudio de esta Tesis Doctoral, se han mencionado diferentes términos en un buen número de trabajos que hacen referencia tanto a todo el sistema de fosas tectónicas existentes entre Calatayud y Teruel (Cuenca de Calatayud-Teruel), o bien limitando su extensión al nivel de subfosa (Cuenca de Calatayud, Calatayud-Daroca, Calatayud-Montalbán). El uso en trabajos científicos de términos geográficos tan amplios ha podido llevar en ocasiones a conflictos o confusiones en cuanto al contexto estructural y localización. Por ello, en este trabajo diferenciaremos en primer lugar dos fosas tectónicas mayores (Fosa de Calatayud-Montalbán y de Alfambra-Teruel) que, si bien en la actualidad se encuentran conectadas, presentan direcciones estructurales claramente diferentes; así, en el presente trabajo nos referiremos a la Cuenca de Calatayud como el sector más septentrional de la Cuenca de Calatayud-Montalbán en el cual se ubica el área de estudio que cubre gran parte de los diferentes grupos de facies sedimentarias que componen el relleno Mio-Plioceno (Fig 2.3). La Cuenca de Calatayud-Montalbán presenta una zonación con diferenciación fundamental de tres áreas: el sector septentrional representa el área de estudio (Cuenca de Calatayud s.s.), que queda separado del sector central de la fosa (área de Daroca) por el denominado Umbral de Daroca, que, a su vez compartimenta el sector de Navarrete-Bañon hacia el extremo SE.

Por otra parte, en este trabajo se va a hacer referencia a una serie de fosas tectónicas de relleno pliocuaternario que

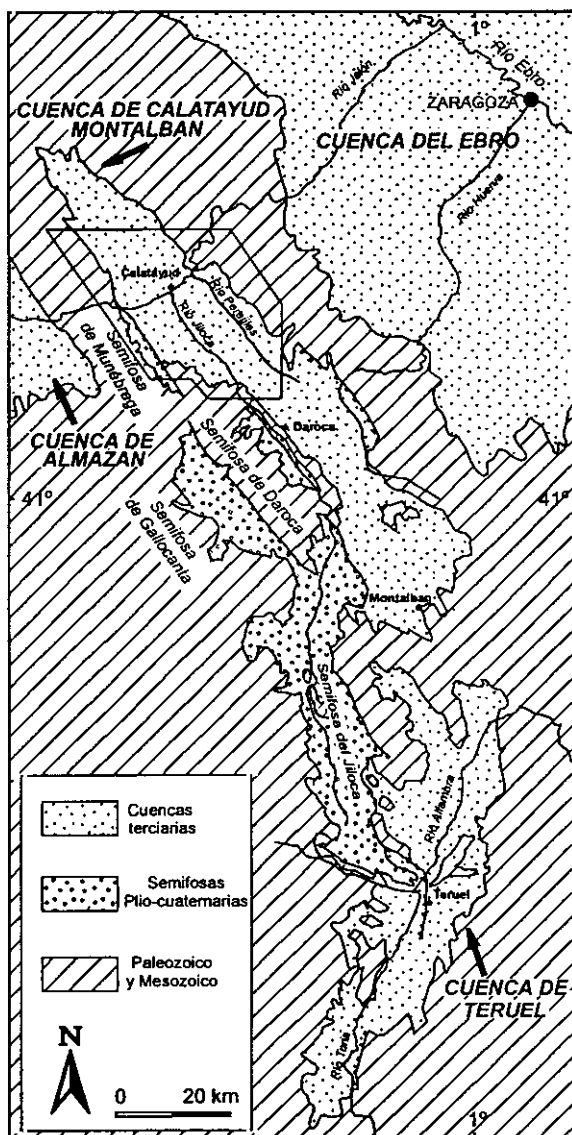


Figura 2. 3. Contexto regional y localización del sector de estudio (Cuenca de Calatayud s.s.) en la parte septentrional de la Fosa Calatayud-Montalbán (modificado de Gutiérrez-Santolalla et al., 1996).

se encuentran ubicadas en el contexto regional de la Cuenca de Calatayud y cuya génesis consideramos relevante en una evolución tectónica regional:

a) La Semifosa de Munébrega es una pequeña depresión encajada en facies neógenas detríticas de borde en el sector occidental de la Cuenca de Calatayud cuyo origen tiene lugar con posterioridad a la captura de la cuenca por el Río Jalón (Gutiérrez-Santolalla, 1994a).

b) La Semifosa del Jiloca es una estructura alargada según la dirección NNE-SSO que se prolonga desde el área de Used-Gallocanta hasta Teruel. Es el resultado de una estructura asimétrica conformada por la existencia de grandes fallas en relevo de dirección NO-SE y NNO-SSE presentes en su borde oriental y flexiones y fallas menores en el occidental (Alvaro *et al.*, 1979).

c) La Semifosa de Daroca corresponde a una depresión encajada en el sector centro-occidental de la cuenca terciaria de Calatayud-Montalbán desconectada de la serie miocena, extendiéndose desde Murero hasta Luco de Jiloca (Gracia, 1992). Se trata de una semifosa cuyo borde sur-occidental viene condicionado por un sistema de fallas asociado a la falla del Jiloca.

2. 4. MODELOS TECTÓNICO-GENÉTICOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

La estructura del basamento y la existencia o no de cobertera mesozoica bajo el relleno terciario de la Cuenca de Calatayud permanecen como grandes interrogantes que han sido poco tratados, ya que se registra una ausencia de perfiles sísmicos y sondeos profundos que hayan registrado su existencia.

Fontboté (1954) indica que, con anterioridad a su formación, el zócalo de la cuenca debió encontrarse sobreelevado explicándose de esta forma el que los sedimentos miocenos descansan directamente sobre el basamento en los márgenes de cuenca. En el mismo sentido, Julivert (1954) indica que la cuenca ocupa el área correspondiente a una antigua zona topográficamente elevada que estuvo sujeta a una intensa erosión durante el Paleógeno e incluso principios del Mioceno, mientras que Capote y González-Lodeiro (1983) han propuesto para la zona de Ateca-Daroca una estructura hercínica integrada por un gran anticlinal de fondo de dirección NO-SE con vergencia hacia el E, cuyo núcleo y flanco oriental permanecería oculto bajo el Terciario de la Cuenca de Calatayud. Por su parte, Tena *et al.* (1979) plantean una nueva hipótesis donde la tectónica de elevación de escamas diferenciadas por fallas inversas adopta una estructura de bloques fallados con una única vergencia (Fig. 2.4); en este esquema, la morfología de hundimiento y fosa tectónica no se obtiene a partir de un bloque inicialmente levantado, sino que existe una zona del basamento que adopta una morfología de fosa o depresión desde el primer momento debido a una elevación diferencial de los bordes. Así, en este modelo, el umbral de Daroca corresponde a la

unión de dos bloques diferenciados correspondientes a la Cuenca de Calatayud y al de Montalbán-Teruel; los movimientos diferenciales se traducen en una emersión del segundo en falla inversa o cabalgamiento sobre el primero. Recientemente, Maestro *et al.* (1997) han analizado la estructura general del sector noroccidental de la Rama Aragonesa entre las cuencas de Calatayud y Almazán; la estructura consistente en un antiforme de núcleo paleozoico puede explicarse como resultado de la reactivación de un flanco de pliegue hercínico

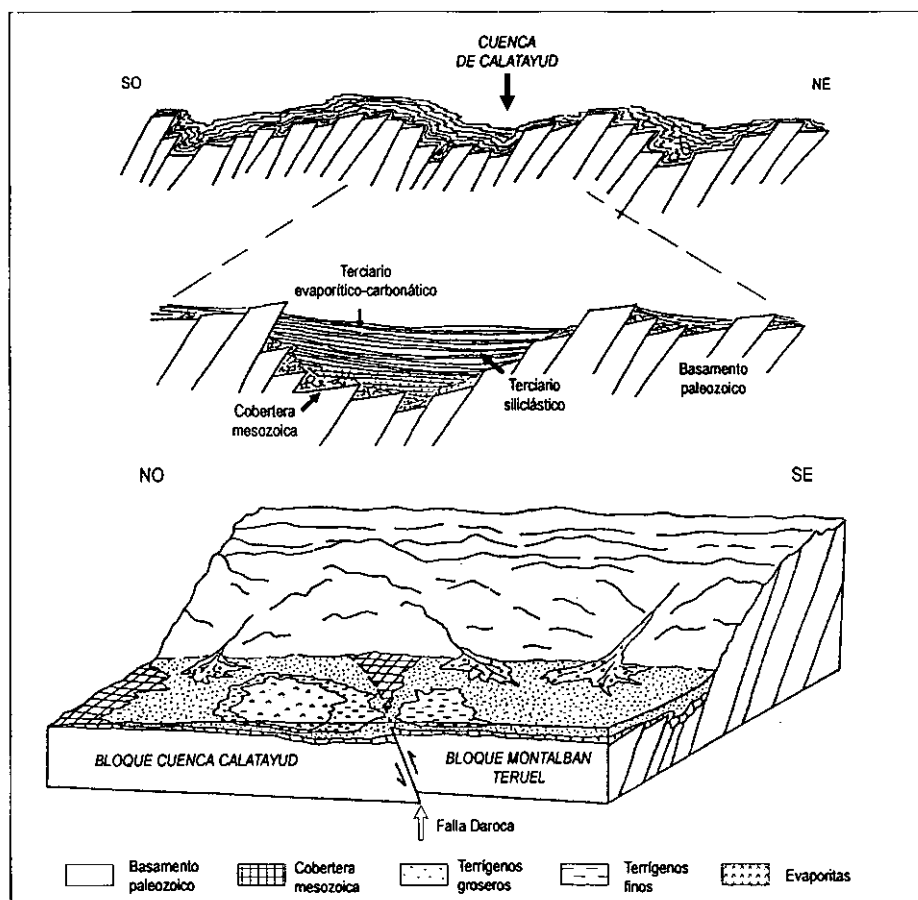


Figura 2. 4. Modelo genético de la cuenca de Calatayud basado en una tectónica de elevación de escamas diferenciadas por fallas inversas (modificado de Tena *et al.*, 1979).

3. RASGOS GEOLÓGICOS DE LOS MÁRGENES DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

Los márgenes de la Cuenca de Calatayud se encuentran básicamente formados por materiales precámbricos-paleozoicos y mesozoicos tanto de la Rama Castellana como de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. (Fig. 2.5). Como ya se comentó

anteriormente, cabe distinguir dos grandes conjuntos geológicos en los relieves ibéricos: el zócalo hercínico, compuesto por materiales precámbricos-carboníferos sobre los que se depositan discordantemente los materiales pérmicos que actúan como tegumento del basamento, y la cobertera mesozoica con materiales triásico-cretácicos.

3. 1. PALEOZOICO

Los sectores limítrofes con el relleno terciario de la Cuenca de Calatayud se encuentran formados por materiales paleozoicos del Cámbrico Inferior-Silúrico (Lotze,

1929). Solamente en el NE de la cuenca, cerca de la localidad de Saviñán y cerca de Codos al E, se describen afloramientos atribuibles al Precámbrico (IGME, 1981) consistentes en esquistos grises-verdosos compuestos principalmente por cuarzo, clorita, plagioclasa y topacio. Los materiales cámbrico-ordovícicos expuestos en series de gran potencia, se encuentran fundamentalmente compuestos por cuarcitas, pizarras, areniscas, limolitas, dolomías y microconglomerados. Las areniscas y limos presentan como componente principal el cuarzo y, de forma secundaria, moscovita, feldespato potásico y plagioclasas con importantes procesos de sericitización (matriz sericitica-clorítica), óxidos de hierro, y circón, turmalina, y rutilo como accesorios. La presencia de afloramientos silúricos compuestos por cuarcitas, pizarras y margas se limita solamente a un sector relativamente distante del

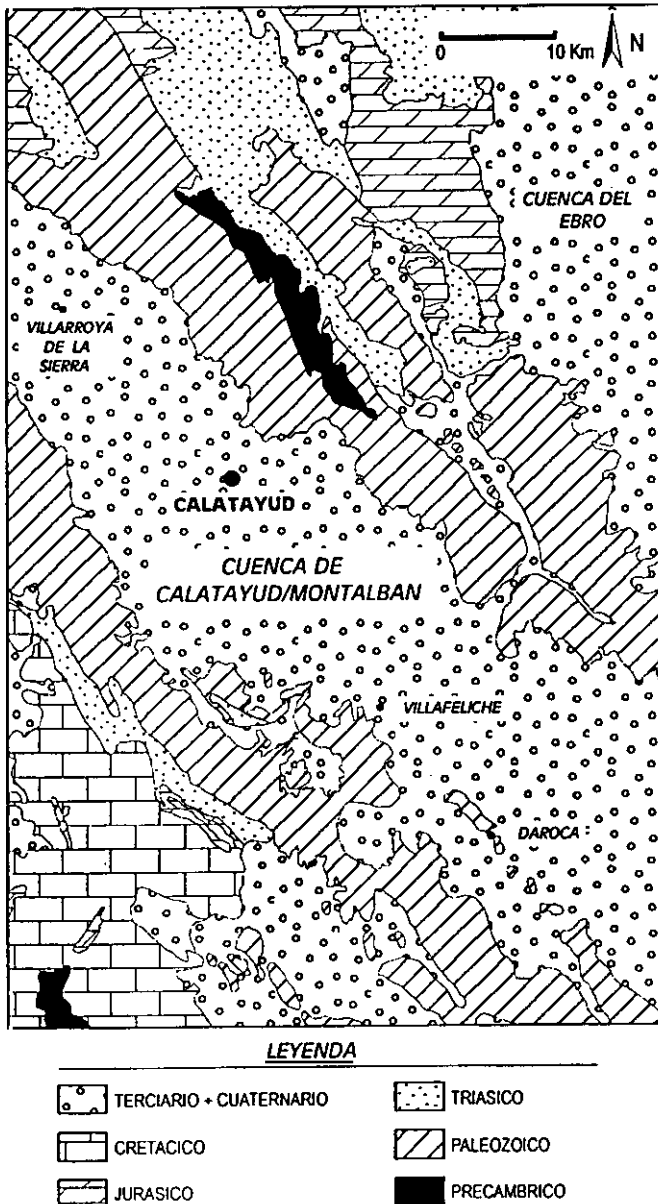


Figura 2. 5. Contexto geológico de la Fosa Calatayud-Montalbán. Síntesis de la información cartográfica 1:200.000 del IGME (1971 a y b).

área de estudio en sentido SE en la Rama Oriental de la Cordillera Ibérica, cercana a la localidad zaragozana de Villarreal de Huerva (IGME, 1983b).

3. 2. MESOZOICO

Los afloramientos mesozoicos más cercanos a la Cuenca de Calatayud se encuentran aflorando entre fracturas en los relieves paleozoicos más altos de ambas ramas de la Cordillera Ibérica. La cobertera mesozoica presenta una clara estructuración, con deformaciones y pliegues paralelos al eje longitudinal de la cuenca (NO-SE) que se encuentran representados fundamentalmente en la Rama Castellana, hacia el SO de la cuenca, y en la Rama Aragonesa hacia el N-NE. El Mesozoico queda integrado por materiales triásicos, (en facies Buntsandstein, Muschelkalk, y Keuper), jurásicos y cretácicos.

El Buntsandstein está formado por conglomerados cuarcíticos, areniscas y limolitas rojas; el Muschelkalk consiste en dolomías dispuestas en capas gruesas, tableadas, alternancias margo- dolomíticas y limos; el Keuper está compuesto por arcillas, margas y yesos que en algunos casos han podido comportarse como nivel de despegue (Guimerá, 1988). Básicamente, las facies keuper se componen de arcillas abigarradas verdes, rojas y grises, con o sin cristales de yeso, de niveles métricos de yeso de carácter secundario, arcillas, limos, niveles margosos, y tramos arcilloso rojizos con cristales de yeso diagenético (IGME, 1983a).

El Jurásico consta de potentes afloramientos de dolomías tableadas, brechas y carniolas agrupadas en las formaciones de Dolomías Tableadas de Imón y en las Carniolas de Cortes de Tajuña. Finalmente, el Cretácico se compone en su base de las Arenas de Utrillas, y tramos dolomítico-calizos, margas y calizas con ostreidos, arenas, arenas calcáreas y arcillas.

3. 3. LOS EVENTOS VOLCÁNICOS EN EL CONTEXTO DE LA CUENCA

El vulcanismo en áreas adyacentes a la Cuenca de Calatayud se presenta en afloramientos residuales en diversos puntos de la Cordillera Ibérica, tanto en la rama oriental como en la occidental. Así, en la rama oriental puede citarse el vulcanismo de la localidad de Codos, que consta de riodacitas y aglomerados volcánicos de edad pérmica. Estos últimos se componen de tobas de grano grueso (1-5 mm) con fragmentos de rocas paleozoicas; son tobas líticas, ricas en fragmentos de rocas prepérmicas con aporte volcánico ácido producto de explosiones volcánicas subaéreas (IGME, 1983a). Afloramientos volcánicos de pequeña entidad de edad carbonífero-pérmica se localizan en la rama occidental ibérica; se componen de litologías riolíticas y riodacíticas-dacíticas; al NE de Castejón de las Armas, los afloramientos volcánicos se encuentran en estrecha asociación con fallas de dirección NE-SO y en los alrededores de Castejón de Alarba en

relación con fallas de dirección donde el carácter subvolcánico se manifiesta en forma de diques que engloban grandes bloques de roca caja encajante.

Recientemente, como dato importante en la génesis de la cuenca, hay que señalar el trabajo de Ancochea *et al.* (1987) que registra la existencia de un vulcanismo neógeno en la cercana área de Nuévalos (Zaragoza). Estos autores indican que, a partir de los datos petrológicos obtenidos, se puede rechazar cualquier tipo de relación con eventos volcánicos pérmicos y mesozoicos, como los anteriormente descritos reflejándose evidentes analogías con el vulcanismo plio-cuaternario de Cofrentes. Sin embargo, en los trabajos de estudio de este evento volcánico para los objetivos de la Tesis Doctoral, Hoyos *et al.* (1998) presentan una datación K/Ar de las rocas del afloramiento. Los resultados de la datación difieren notablemente de la información publicada primeramente por Quiroga (1885) y, posteriormente por Ancochea *et al.* (1987), indicando una edad de $180 \text{ m.a.} \pm 2 \text{ m.a.}$ (entre el Lías y Dogger), lo que nos indica una evidente edad jurásica, en consonancia con la abundancia de eventos volcánicos triásico-jurásicos de la Cordillera Ibérica.

4. ESTADO ACTUAL DE CONOCIMIENTOS DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA.

‘Pero lo que me causó más novedad fue el ver entre Terrer y Calatayud una montaña de tal modo encanecida por esta sal, que no pude resistir el ansia de bajar del coche para asegurarme por mí mismo que no era nieve’

Las primeras citas acerca de la geología y de los recursos minerales de la Cuenca de Calatayud se remontan a finales del siglo XVIII, cuando el ilustre químico Louis Proust, en un viaje desde Madrid a Barcelona en 1787, tuvo ocasión de observar la existencia de grandes cantidades de eflorescencias de sulfato magnésico en las proximidades de la localidad de Calatayud. Desde entonces, en particular durante el siglo XIX, los trabajos científicos realizados en la cuenca se limitaron a resaltar la importancia y potencialidad de los recursos salinos de la misma, siendo acompañados de sucintas descripciones de los materiales miocenos que forman su relleno sedimentario. González Lasala (1854) resalta como noticia la explotación de sulfato sódico y magnésico (desde el punto de vista comercial, sales de Glaubero y de la Higuera, respectivamente). Como aporte al conocimiento de la provincia de Zaragoza para la Comisión del Mapa Geológico de España, a finales del siglo XIX surgen trabajos en los que dominan las descripciones geográfico-físicas. Martín Donayre (1874), en su descripción física de la provincia de Zaragoza, hace unas primeras observaciones sobre los materiales yesíferos existentes en los alrededores de la localidad de Calatayud, mientras Palacios (1892) realiza una somera revisión por orden cronológico de materiales geológicos de la región meridional de Zaragoza. Los trabajos de Aguilar (1899, 1902), aunque orientados hacia el uso industrial

de recursos minerales, son los primeros en señalar el carácter continental de los sedimentos miocenos de la cuenca estableciendo relaciones con la fauna asociada, llegando a la distinción de tres zonas, bien definidas en el denominado “Miocénico lacustre bilbilitano”, integradas por conglomerados, margas yesíferas y capas calizas, además de establecer un nexo de unión con sus áreas fuente.

En el comienzo del siglo XX, aunque se sigue careciendo de trabajos concisos y detallados, comienzan a añadirse diferentes rasgos paleontológicos y tectónicos en los nuevos trabajos regionales, con un claro sesgo de interés enfocado hacia el vecino sector de Daroca. Royo Gómez (1922, 1926) ensaya un bosquejo tectónico y realiza un estudio sobre la fauna asociada, mientras Ferrando (1924) es el primero en señalar la existencia del yacimiento de Nombrevilla en el cercano sector de Daroca, que fue posteriormente estudiado por Hernández Pacheco (1926). Lotze (1928) aporta observaciones sobre el relleno sedimentario de la cuenca fundamentado en los rápidos cambios laterales de facies, cambios litológicos en la vertical, así como en la horizontalidad de sus depósitos. La importancia en la búsqueda de recursos minerales en la Cuenca de Calatayud se tradujo en la realización de dos sondeos de gran profundidad en áreas centrales de la cuenca (uno de ellos superior a los 1100 m) con la intención de prospectar sales potásicas (Marín, 1932); actualmente, las interpretaciones de estos sondeos profundos constituyen en una fuente de datos de utilidad para el conocimiento somero de la estructura de los depósitos sedimentarios no aflorantes existentes en el subsuelo de la Cuenca de Calatayud.

Los primeros trabajos con claro contenido tectónico, incluidos en estudios de ámbito más general, son los realizados por Fontboté (1954) y Julivert (1954), mientras que Bomer (1960) realiza una aproximación a la geomorfología de la cuenca en relación con observaciones de interés sedimentológico. A partir de finales de la década de los sesenta, comienza la proliferación de estudios de ámbito general sobre la geología de la cuenca, como los realizados por Maldonado y Riba (1969), centrados en la geología de la Sierra de Armantes, o los estudios de síntesis que se realizan con la confección de las hojas geológicas 1:200.000 (IGME, 1971a y b). Hoyos y Morales (1974) realizan una descripción básica de las relaciones de facies entre los distintos materiales de la cuenca, mientras que posteriormente Hoyos *et al.* (1979) estudian la geomorfología de los alrededores de la ciudad de Calatayud centrando su trabajo en la identificación de distintos niveles de terrazas y glacis. Los trabajos de Tena *et al.* (1979) y Tena y Mandado (1984) realizan una revisión general de la geología de la cuenca con la integración de datos tectónicos, estratigráficos, paleontológicos y sedimentológicos.

Por tratarse de aspectos de especial relevancia, presentamos de forma separada los antecedentes correspondientes al conocimiento de la paleontología del Neógeno de la Cuenca de Calatayud, así como los relativos a las formaciones evaporíticas y algunos procesos relacionados con las mismas.

4. 1. IMPORTANCIA PALEONTOLÓGICA DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

El estudio paleontológico de las cuencas terciarias de la Península Ibérica comienza a cobrar un especial interés con los trabajos de diversos autores españoles como E. Aguirre, M. Crusafont, O. Riba, J. Truyols, o J.F. Villalta principalmente. Con el trabajo de Villalta y Crusafont (1947), en el que se realiza una revisión de los materiales terciarios continentales basado en estudios de mamíferos fósiles, se inicia una etapa de investigaciones paleontológicas en la Fosa de Calatayud-Teruel. La gran riqueza en restos paleontológicos (en especial de micromamíferos) convierte a la Fosa de Calatayud-Teruel en una de las cuencas terciarias ibéricas con una cronoestratigrafía y un registro paleontológico más completo del Mioceno-Plioceno. Hernández-Pacheco y Meléndez (1957), Crusafont (1957), Crusafont y Truyols (1960) y Crusafont *et al.* (1957, 1960) se ocuparon del estudio de los primeros datos procedentes de yacimientos paleontológicos de los sectores de Daroca y Calatayud.

Hernández-Pacheco y Meléndez (1957) dieron a conocer un yacimiento de supuestos coprolitos de macromamíferos en las proximidades del castillo de Calatayud, si bien previamente Martín Donayre (1874) y Aguilar (1899) ya habían descubierto un notable depósito de coprolitos similares en el término de Terrer. Sin duda, el trabajo de Crusafont (1957), unido al de Koenigswald y Crusafont (1961) proporciona la localización de un buen número de los yacimientos clásicos de la Cuenca de Calatayud, sobre todo en Villafeliche y Torralba de Ribota (yacimientos de Las Planas I-III, Valdemoros I-IV, y Torralba).

Entre los trabajos más relevantes realizados en el área de estudio, destaca el de De Bruijn (1967), que se convierte en la más importante contribución a la bioestratigrafía de la cuenca realizada hasta el presente momento con la localización de un gran número de yacimientos paleontológicos y un detallado estudio de recopilación y síntesis de la información previa. Los datos publicados son fruto de diversas campañas de campo realizadas entre los años 1960-63 por H. de Bruijn junto con los profesores M. Crusafont y G.H.R. Von Koenigswald. De Bruijn (1967) estudia los micromamíferos (Gliridae, Sciuridae, y Eomyidae) estableciendo la bioestratigrafía del área, mientras que los macromamíferos son estudiados por P.Y.Sondaar y M.Crusafont. Las áreas prospectadas en el marco de la Tesis Doctoral de H. De Bruijn cubren los sectores N-NO y O de la Cuenca de Calatayud, en concreto en Torralba de Ribota, Armantes, Ateca, Valtorres y Munébrega. Entre estos yacimientos clásicos destacan por su importancia los de Ateca I, Ateca III, Valtorres, Munebrega I, Munebrega III, Torralba I, Armantes I, Armantes III, Armantes IV, y Armantes VIII. Boné *et al.* (1979) prosiguieron las labores de prospección paleontológica en el área de Torralba de Ribota con la localización de un nuevo yacimiento denominado Torralba V.

Posteriormente, De Bruijn y Van Meurs (1967) establecieron la primera biozonación basada en micromamíferos en el sector de Calatayud y el de Daroca-

Villafeliche. A partir de esta fecha, se continuaron las labores de prospección-recopilación de datos paleontológicos; Aguirre y Morales (1975) centraron su trabajo en resaltar la importancia de las secuencias bioestratigráficas basadas en los materiales sedimentarios de la Cuenca de Calatayud-Teruel, elaborando una síntesis de los yacimientos descritos hasta la época, mientras que los estudios de Daams *et al.* (1977), Daams y Freudenthal (1981), Daams *et al.* (1987), Van der Meulen y Daams (1992) han supuesto importantes avances en la biozonación del Mioceno, estableciendo una división bioestratigráfica de la Cuenca de Calatayud-Montalbán y elaborando la síntesis del Aragoniense, piso continental del Mioceno Medio, y el establecimiento de un nuevo piso, el Ramblense, dentro del Mioceno Inferior, en el área de Daroca-Villafeliche.

Adrover y Mein, dentro de los trabajos de confección de las hojas geológicas 1:50000 de Ateca (437) y Paniza (438) durante los años 1980-81 realizaron el estudio cronoestratigráfico del Terciario continental de gran parte de la Cuenca de Calatayud prospectando un gran número de localidades, y aportando dataciones de los yacimientos más modernos de la cuenca (Villafeliche, Miedes, Velilla y Fuentes de Jiloca) situándose estos dos últimos dentro de las calizas fluviolacustres de Unidad Superior.

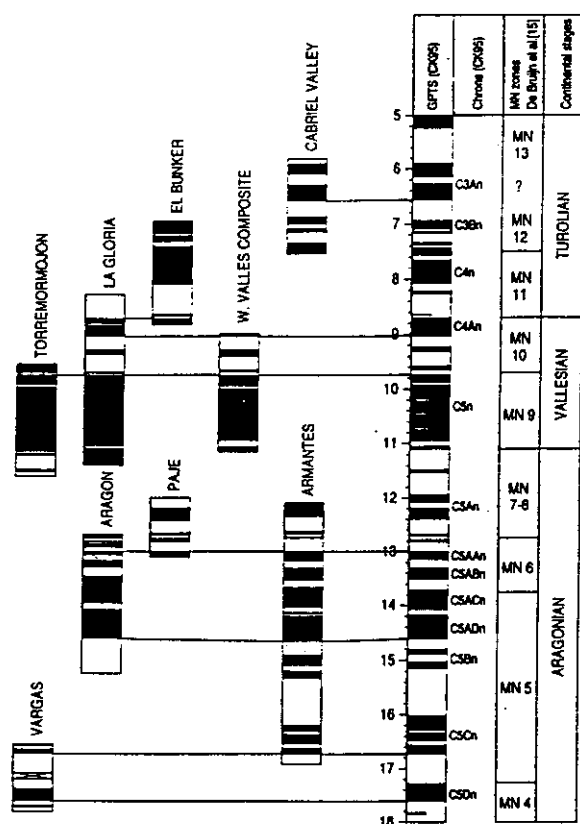


Figura 2. 6. Sucesión magnetoestratigráfica desde el Aragoniense inferior al Tuoliense Medio realizada a partir de secciones estratigráficas de las Cuencas de Calatayud-Montalbán, Teruel, Vallés-Penedés, Duero y Júcar-Cabriel (Krijgsman *et al.*, 1996).

En el sector de Mara-Orera, en relación con los trabajos de prospección de urgencia de la concesión minera de Mara II, Canudo y Cuenca (1989) localizaron un yacimiento de probable edad Vallesiense Inferior (Cerro Grande) en el límite de los términos municipales de Belmonte de Gracián y Orera. Posteriormente, Andrés *et al.* (1992) dan a conocer el yacimiento Mara II (Aragoniense Superior) dentro de las actuaciones de protección del Patrimonio Paleontológico de Aragón, realizando una excavación de urgencia en la mina de sepiolita de Orera.

Importantes contribuciones a la cronología del Mioceno Medio-Superior son las realizadas por Krijgsman *et*

al. (1994, 1996), basadas en datos obtenidos de la realización de una magnetoestratigrafía de alta resolución en secciones que permiten una correcta calibración con yacimientos paleontológicos de mamíferos. En un primer momento, Krijgsman *et al.* (1994) comienzan realizando una magnetoestratigrafía de alta resolución en series estratigráficas de Armantes y Villafeliche, que es posteriormente integrada en Krijgsman *et al.*, (1996); la necesidad de disponer de una estratigrafía precisa para el Mioceno continental europeo promueve la realización de este último trabajo, en el que se establece una sucesión magnetoestratigráfica completa desde el Aragoniense Inferior (MN4) al Turoliense Medio (MN12) a partir de secciones estratigráficas de las cuencas de Calatayud-Montalbán, Teruel, Vallés-Penedés, Duero, y Júcar-Cabriel. (Fig 2.6).

4.2. IMPORTANCIA DE LOS DEPÓSITOS EVAPORÍTICOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD

La presencia en la Cuenca de Calatayud de importantes depósitos evaporíticos ha constituido un hecho relevante en los estudios realizados sobre la geología de la cuenca. Los primeros trabajos realizados en la cuenca (González Lasala, 1854; Martín Donayre, 1874), se caracterizaron por la descripción del aprovechamiento de los recursos evaporíticos (epsomita y glauberita) para uso industrial-medicinal. Posteriormente, con la realización de dos sondeos profundos para prospección de sales potásicas en áreas centrales de la cuenca (Marín, 1932) se reabre el interés por el aprovechamiento de los recursos naturales evaporíticos del subsuelo, si bien el registro encontrado no responde al principal objetivo de los sondeos, que era la investigación de sales potásicas. En el informe del I.G.M.E. (1974), se lleva a cabo un estudio de evaluación de reservas de yeso para el que se perforaron dos sondeos de poca profundidad (S.V.8.1., de 50 m y S.V.8.2., de 14 m) en los que únicamente se reconocieron materiales yesíferos. Posteriormente, Collantes y Grifo (1982) realizan una aproximación al uso industrial de los yacimientos de yeso de la cuenca (Fuentes, Morata, y Velilla de Jiloca) estimando las reservas, las condiciones de explotación, aplicando para ello conocimientos estratigráficos y de facies; estos yesos son usados para la fabricación de escayola de uso estomatológico y de construcción. Collantes y Grifo (1982) contabilizan cuatro explotaciones activas, tres de ellas en Fuentes de Jiloca y la cuarta en Villafeliche, además de otras siete explotaciones inactivas que se encuentran en su mayoría en sectores más noroccidentales de la cuenca. Con posterioridad, Ortí (1987) presenta la primera correlación de columnas estratigráficas realizadas en facies evaporíticas al SE de la cuenca, entre las localidades de Maluenda y Villafeliche. Rosell y Ortí (1992) aportan datos geoquímicos de las distintas facies yesíferas encontradas en la sección de Morata de Jiloca. Sánchez-Moral *et al.* (1993) analizan las eflorescencias salinas asociadas a las facies evaporíticas, relacionando las eflorescencias epsomíticas que aparecen en toda la cuenca con procesos de dedolomitización de las margas que acompañan a los yesos, y las eflorescencias puntuales de carácter sódico (bloedita-thenardita) con la posible existencia de glauberita en las formaciones evaporíticas. Ortí *et al.* (1994) y Ortí y Rosell (1994) contribuyen al esclarecimiento de las facies deposicionales evaporíticas planteando diversas hipótesis

genéticas, definen tres unidades evaporíticas principales y establecen un primer corte general interpretativo de los depósitos evaporíticos con relaciones de facies según la dirección del eje mayor de la cuenca, acompañándolo de un perfil isotópico general (Utrilla, 1989). Recientemente, Ortí y Rosell (1998) han realizado un análisis de los sistemas deposicionales evaporíticos del sector sureste de la cuenca.

4. 3. IMPORTANCIA DE LOS PROCESOS DE KARSTIFICACIÓN EN FACIES EVAPORÍTICAS

La importancia de los procesos de subsidencia y colapso relacionados con la karstificación de las facies evaporíticas queda patente en los trabajos de Hoyos y López Martínez (1985) y Gutiérrez Santolalla (1994a, b, c) en los que por una parte, se aborda el estudio de procesos de subsidencia kárstica que afectan a los materiales carbonáticos que actualmente forman los páramos y, por otra se profundiza en el estudio de fenómenos de subsidencia sinsedimentaria en los sistemas aluviales del Jalón y del Jiloca. Sanz-Rubio *et al.* (1995) inciden en la influencia de la subsidencia sedimentaria en la deposición de las facies carbonáticas del Mioceno-Plioceno, y Gutiérrez Santolalla (1996) retoma de nuevo la temática de la subsidencia kárstica asociada a sistemas aluviales con aplicaciones enfocadas hacia la prevención de riesgos geológicos. Recientemente, Hoyos *et al.* (1996) relacionan los procesos de karstificación con la existencia de un paleorrelieve a techo de las facies evaporíticas previo a la deposición de las unidades restantes, además de plantear un modelo evolutivo general de la cuenca para el Mioceno.

5. ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS DEL TERCIARIO DE LA CUENCA

Una vez establecido el contexto estructural y geológico de la cuenca, se hace necesario realizar una revisión de toda la información de carácter estratigráfico-litoestratigráfico de la cuenca existente con anterioridad a la presentación de este trabajo. Si bien las facies paleógenas y pliocenas no han constituido el núcleo del trabajo, incluimos una revisión somera de la información existente con el fin de mostrar al lector las relaciones infra y suprayacentes de las unidades mio-pliocenas que son el objeto de nuestro estudio.

5.1. PALEÓGENO

Los afloramientos pertenecientes a materiales paleógenos en el entorno del área de estudio en la Cuenca de Calatayud quedan limitados a un área de reducidas

dimensiones (IGME, 1981) que queda muy cercana al límite septentrional del área de estudio. En concreto, este afloramiento de edad oligocena (IGME, 1981) se encuentra a poco más de 1 km al NO de la localidad de Villalengua, en el borde occidental de la depresión. Se apoyan de forma discordante sobre facies triásicas (Muschelkalk) y consta de una estructura suavemente plegada con existencia de anticlinales y sinclinales que quedan fosilizados por sedimentos miocenos. Se puede distinguir un tramo litológico inferior limoso-margoso, y otro superior conglomerático:

a) Tramo Inferior: compuesto de limos calcáreos de color anaranjado alternantes con margas blanco-rosáceas, con una potencia de afloramiento de 35 m en el área de Villalengua.

b) Tramo Superior: se trata de un tramo conglomerático (cantos de cuarcita, arenisca y caliza cretácica) de color pardo-rojizo, con cantos gruesos muy redondeados y cementados, que posee frecuentes intercalaciones de calizas arenosas de color beige, llegando a presentar una potencia de afloramiento de unos 15 m.

En este sentido, y como se observará en el siguiente capítulo, la existencia de un sondeo de gran profundidad en áreas centrales de cuenca (Marín, 1932), junto con un infradato de Ramblense Superior para las facies evaporíticas aflorantes más antiguas, nos lleva a sugerir una más que posible aparición de materiales paleógenos, probablemente oligocenos, en el citado sondeo. Los materiales de Villalengua son evidentemente facies clásticas proximales que han estado sujetas a deformaciones tectónicas en etapas iniciales de apertura de la cuenca.

5.2. NEÓGENO

El relleno sedimentario neógeno de la Cuenca de Calatayud se caracteriza por la existencia de una alta variabilidad de facies sedimentarias en un espacio relativamente reducido ya que las dimensiones de la cuenca configuran una morfología elongada en dirección NO-SE, con una anchura entre las ramas Castellana y Aragonesa de la Cordillera Ibérica que oscila entre los 10-26 km. Esta depresión se caracteriza fundamentalmente por un modelo centrípeto de distribución de facies donde brechas y conglomerados de margen de cuenca pasan hacia el centro a materiales evaporíticos y/o carbonatados con cambios laterales de facies muy rápidos, con la excepción de los últimos materiales carbonáticos fluviolacustres de colmatación.

Hasta el momento y haciendo referencia a los trabajos de ámbito general publicados anteriormente sobre la geología de la Cuenca de Calatayud, no se ha presentado una litoestratigrafía de detalle del relleno sedimentario neógeno de la depresión. Durante el siglo pasado y hasta finales de los años setenta del presente, gran parte de los estudios sobre la geología de la depresión han resaltado la diferenciación de

grandes unidades litológicas, mostrando de forma somera las relaciones estratigráficas y de facies existentes entre ellas; así, a mediados de los años setenta, Hoyos y Morales (1974) realizan una distinción más detallada de los tres grupos fundamentales de sedimentos (detríticos, evaporíticos y calcáreos) con todos sus pasos intermedios que aparecen en la cuenca.

Del mismo modo, Tena *et al.* (1979) y Tena y Mandado (1984) realizan un desglose mayor de las distintas litologías, distinguiendo seis tipos fundamentales que corresponden a los pasos intermedios que Hoyos y Morales (1974) describen entre los tres grupos fundamentales de sedimentos: brechas y conglomerados, areniscas, lutitas, margas, yesos y calizas.

A modo de introducción al estado actual de conocimiento de la Cuenca de Calatayud, la distinción de tres grupos fundamentales de sedimentos es una condición básica previa a un establecimiento de la litoestratigrafía y cronoestratigrafía.

Los materiales detríticos se encuentran representados por brechas, conglomerados, areniscas, limos y arcillas, existiendo una gradación desde materiales más groseros en el borde de la depresión, que se apoyan de forma discordante sobre el Paleozoico, hacia materiales más finos y sedimentos de precipitación química (sales y/o carbonatos) hacia el centro de la cuenca. Los materiales evaporíticos quedan caracterizados fundamentalmente por una amplia gama de tipologías yesíferas que se acompañan de fases salinas más solubles en forma de eflorescencias y ocupan el área central de la depresión, encontrándose frecuentemente interestratificados con arcillas y magnesita. En sondeos de investigación salina se han encontrado otras mineralogías distintas, tales como glauberita, thenardita, halita y anhidrita. Los materiales calcáreos se encuentran básicamente formando los tramos superiores de los depósitos de la cuenca y en posiciones marginales dentro de los sistemas evaporíticos, presentando una amplia variabilidad de litologías (caliza, dolomía, magnesita y aragonito) que serán estudiadas en relación con su génesis en capítulos posteriores.

El establecimiento de una litoestratigrafía detallada del Neógeno de la Cuenca de Calatayud ha permanecido como una asignatura pendiente con anterioridad al comienzo de la presente Tesis Doctoral. Tradicionalmente se han distinguido tres unidades sedimentarias fundamentales (Hoyos y López Martínez, 1985): 1) Unidad Inferior, con depósitos clásticos en los bordes pasando a evaporitas en el centro de la cuenca que presentan rasgos paleokársticos en su techo; 2) Unidad Intermedia de carácter carbonático-detrítico; y, finalmente 3) Unidad Superior, con sedimentos clásticos y carbonatos palustres-lacustres. Después del trabajo de síntesis de la litoestratigrafía de las cuencas ibéricas de López-Martínez *et al.* (1987), Calvo *et al.* (1993) exponen un esquema litoestratigráfico más completo de la cuenca (Fig 2.7) manteniéndose tres unidades litoestratigráficas separadas por rupturas sedimentarias; así, la Unidad Inferior evaporítica (?-Ramblense Superior) queda supradatada por el yacimiento paleontológico de Ateca-III en el Ramblense Superior, desconociéndose la edad de las facies

evaporíticas más profundas. La sedimentación de la Unidad Intermedia (Ramblense Superior-Turoliense Inferior) representa un amplio período temporal del Mioceno, quedando datada a su base por el citado Ateca-III y a techo por los yacimientos de Fuentes de Jiloca. La Unidad Superior (Turoliense Inferior-Rusciniense Inferior) representa la deposición de los últimos materiales de relleno de la cuenca, que incluso llegan al Plioceno. Se distingue un tramo basal compuesto de detríticos y un tramo superior carbonático-fluviolacustre-tobáceo, siendo datado su techo por los yacimientos de Velilla de Jiloca. Dos ciclos pliocenos completan la litoestratigrafía del Neógeno de la cuenca integrados por materiales clásticos y carbonáticos.

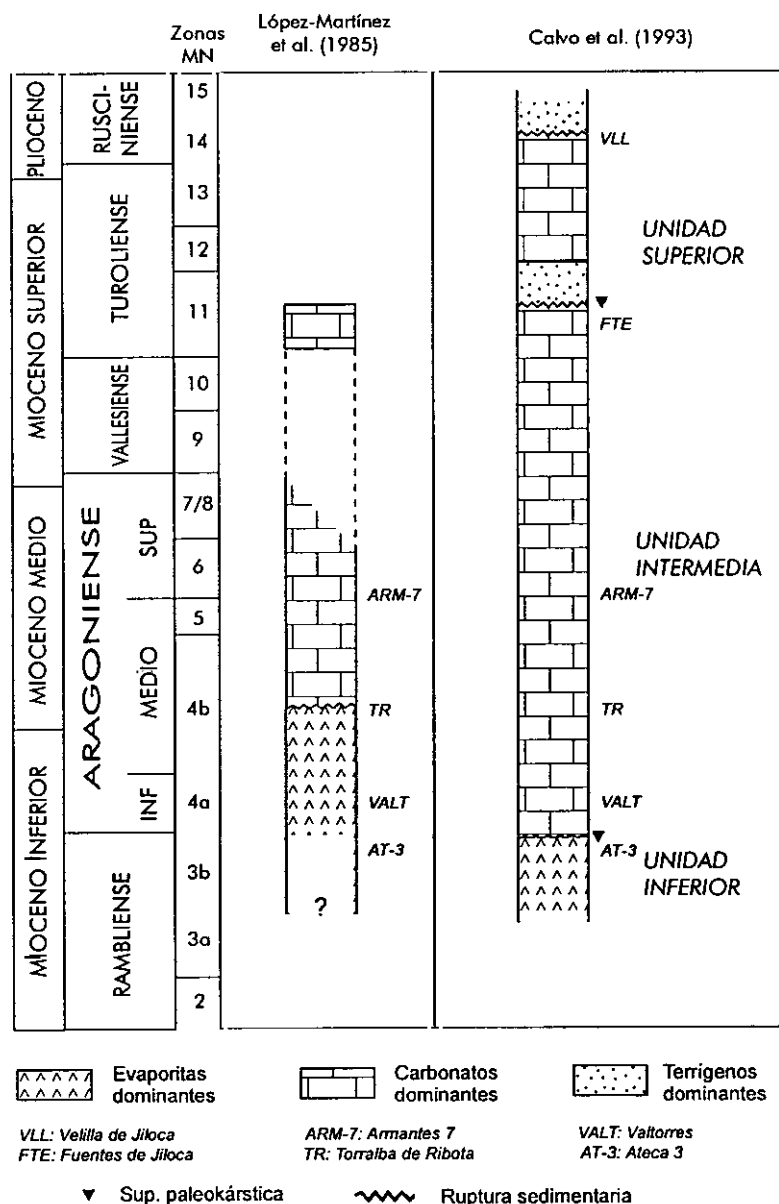


Figura 2. 7. Síntesis de la litoestratigrafía de la Cuenca de Calatayud según López-Martínez et al. (1985) y Calvo et al. (1993)

La estructuración litoestratigráfica y cronoestratigráfica que se presentará en este estudio supone una reorganización, actualización, y calibrado con los nuevos datos sedimentológicos y biostratigráficos, si bien se mantiene el mismo esquema básico (tres unidades litoestratigráficas miocenas), de uso común en otras grandes cuencas terciarias de la Península Ibérica (Calvo *et al.*, 1993).

Por otra parte, Villena *et al.* (1991) realizan el análisis del Terciario de la Cuenca del Ebro y de la Cuenca de Calatayud definiendo las características estratigráficas y sedimentológicas de las diferentes unidades tecto-sedimentarias (UTS). Los límites de estas unidades son “rupturas sedimentarias” en sentido amplio ya que incluyen discordancias angulares, disconformidades, paraconformidades, e incluso conformidades en las que la existencia de ruptura se manifiesta en un cambio litológico o variaciones de signo de la evolución secuencial. De esta forma, las equivalencias entre el esquema litoestratigráfico clásico en tres unidades (Calvo *et al.*, 1993) y las UTS de Villena *et al.* (1991) son las siguientes: la Unidad Inferior evaporítica en su tramo aflorante se corresponde con las UTS T5 y UTS T6; la Unidad Intermedia carbonatada se corresponde con la UTS T7 y, dentro de la Unidad Superior, el tramo basal terrígeno se corresponde con el término detrítico inferior de la UTS T8, mientras que el tramo superior carbonático fluviolacustre-tobáceo se corresponde con el término carbonatado superior de la UTS T8. Finalmente, el primer ciclo plioceno compuesto de un tramo basal detrítico y uno superior carbonatado se corresponde con la UTS T9.

En cuanto a los materiales pliocenos de la cuenca, en el trabajo publicado por IGME (1983b) se describen afloramientos ruscinienses disectados por la Superficie de Erosión Fundamental en el área SE de la Cuenca de Calatayud, cercanos al límite meridional del área de estudio, entre las localidades de Langa, Murero y Daroca. En primer lugar se describe un conjunto detrítico compuesto de limolitas rojas y conglomerados que se apoya de forma discordante sobre los materiales carbonáticos fluviolacustres-tobáceos que integran la Unidad Superior mio-pliocena de la Depresión de Calatayud. Este conjunto detrítico, que puede llegar a alcanzar 60-80 m de potencia, se compone de dos tramos litológicos muy similares y discordantes entre sí. Los dos tramos quedan integrados por limolitas rojas y niveles de paleocanales conglomeráticos, pero se diferencian en que en el tramo litológico inferior los clastos son básicamente de naturaleza carbonatada (oncoides) y en el tramo superior son clastos silíceos y calizas mesozoicas. En IGME (1983b) se indica que las direcciones de flujo son paralelas o casi paralelas al eje de la cuenca, siendo las direcciones de aporte E-SE medidas en paleocanales fluviales. En discordancia sobre este conjunto detrítico se encuentra un tramo carbonático, con una potencia media de 5 a 7 m, que se compone de calizas palustres-lacustres con alguna intercalación margosa con cuarzo, ostrácodos, caráceas y gasterópodos.

6. LA CONFIGURACIÓN ACTUAL DE LA CUENCA. RASGOS FUNDAMENTALES GEOMORFOLÓGICOS Y TECTÓNICOS.

6. 1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

Los rasgos fundamentales de la geomorfología de la Cuenca de Calatayud corresponden a formas de relieve que son producto tanto de la distinta resistencia a la erosión de los materiales de relleno, como de la actividad tectónica.

Así, como primer rasgo morfológico importante se observan unos bordes de cuenca abruptos en el contacto entre los materiales clásticos del relleno terciario y las crestas monoclinales cuarcíticas que integran buena parte de las sierras paleozoicas. Los relieves paleozoicos circundantes alcanzan altitudes comprendidas entre los 1000-1300 m, mientras que los relieves en materiales neógenos pueden alcanzar los 960 m. Estas diferencias topográficas se traducen en un descenso brusco de cota hacia los sectores más centrales de la cuenca, que se encuentran modelados por el encajamiento reciente de la red hidrográfica. Únicamente al Sur del límite meridional del sector de estudio, en la zona de Nombrevilla, los relieves miocenos llegan a superar en altura a los relieves circundantes de la Cordillera Ibérica.

Sin duda, uno de los rasgos morfológicos más importantes del relleno sedimentario de la Cuenca de Calatayud está representado por una superficie estructural formada a techo de los materiales de la Unidad Superior, que es posteriormente retocada por la denominada Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (Solé Sabaris, 1978), de edad finipliocena. Esta superficie de erosión bisela los alabeos y basculamientos que caracterizan a los materiales carbonáticos fluviolacustres-tobáceos de la Unidad Superior que forman los relieves centrales internos de la depresión (Sanz-Rubio *et al.*, 1995). En la Sierra de Armantes y en sectores del SE del área de estudio (Fuentes de Jiloca-Montón-Miedes-Villafeliche), la superficie alcanza cotas que oscilan entre los 940-960 m, que se mantienen constantes o muy similares en las proximidades de Nombrevilla, en el sector de Daroca de la Fosa de Calatayud-Montalbán (974 m). En el capítulo 9, se explica con mayor detalle la génesis de esta superficie en la cuenca.

El modelado actual de la Depresión de Calatayud se encuentra influenciado por la implantación de la red hidrográfica actual, que a su vez, está principalmente condicionada por direcciones estructurales paralelas, o bien transversales a la dirección del eje longitudinal de la cuenca. La red secundaria de afluentes se encuentra relacionada tanto con direcciones estructurales como por la existencia de litologías con mayor susceptibilidad a la erosión, o zonas de debilidad en relación con cambios de facies (Bomer, 1960).

Los valles fluviales más importantes de la cuenca (ríos Jalón, Perejiles, Jiloca, y Ribota) se caracterizan por un marcado desarrollo asimétrico. Los valles fluviales del Perejiles, Jiloca y Ribota poseen una vertiente adyacente a los relieves paleozoicos que desciende topográficamente de forma pausada hasta la llanura aluvial de los ríos, mientras que la vertiente opuesta es abrupta con taludes de hasta 300 m, coronados por materiales calcáreos de la Unidad Superior (Fig. 2.8). En las vertientes suaves de estos valles fluviales, existen mantos aluviales que se superponen a los sedimentos neógenos en disconformidad o discordancia angular. Estas unidades morfosedimentarias están encajadas en el relleno sedimentario de la cuenca, poseen morfología de glacis y las superficies morfogenéticas de estos mantos aluviales presentan una pendiente que tiende a dirigirse hacia las principales arterias fluviales (Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996). La génesis de estos mantos aluviales se encuentra relacionada con la captura de una cuenca por una red de drenaje externa (Martín Serrano, 1991).

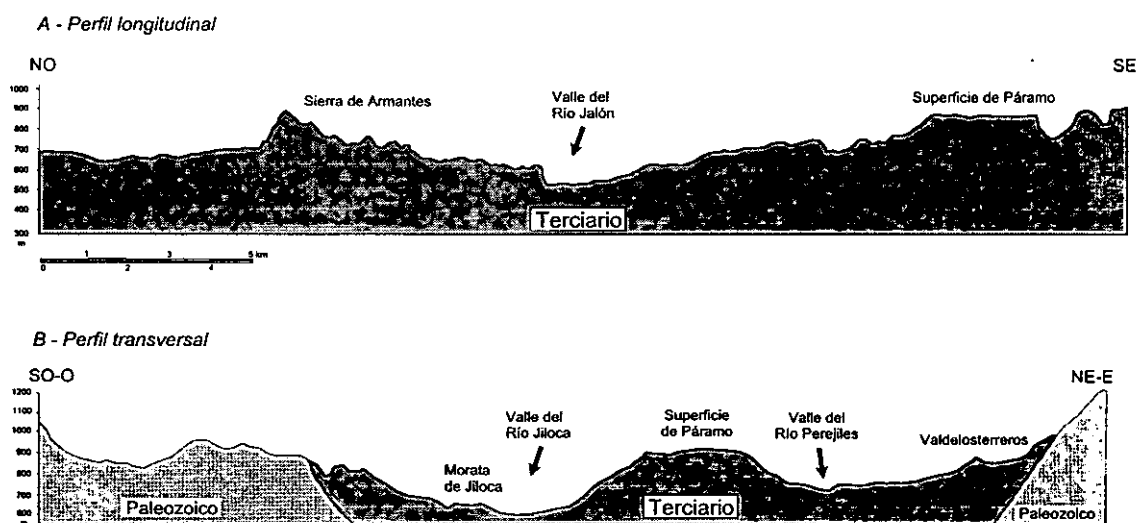


Figura 2. 8. Perfiles topográficos longitudinal y transversal de la Cuenca de Calatayud.

La asimetría de los valles queda muy marcada en el curso fluvial del Río Jalón; su margen izquierda presenta abruptos taludes excavados en materiales yesíferos, mientras que la margen derecha tiene pendientes mucho más suaves y tendidas. Si bien la génesis de terrazas fluviales asociada a los ríos de la cuenca tiene escaso desarrollo, solamente el Río Jalón, entre las localidades de Terrer y Calatayud, posee en su margen derecha formaciones de terrazas de cierta continuidad (Tena *et al.*, 1979), aunque en el sector más cercano a la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, presenta hasta once niveles de terraza, quedando la más alta a +85 m (Hoyos *et al.*, 1979).

Este sesgo en la localización de las terrazas fluviales se encuentra en relación con la asimetría del valle fluvial del Río Jalón, e indica una migración lateral del sistema hacia

el NO, que puede ser producto de fenómenos de subsidencia kárstica aluvial (Gutiérrez-Santolalla, 1994a) (Fig. 2.9). La asimetría en valles fluviales excavados en yesos no constituye un hecho aislado; en la Cuenca del Ebro, Gutiérrez-Elorza y Gutiérrez Santolalla (1996) han indicado que la asimetría en valles fluviales excavados sobre litologías yesíferas queda patente con una secuencia de terrazas escalonadas en una margen, mientras que en la otra se encuentra un fuerte escarpe. La génesis de estos escarpes se relaciona con el encajamiento y migración lateral de los ríos a través de su evolución cuaternaria; los taludes se caracterizan por una abundancia de deslizamientos rotacionales, caídas y descalces de bloques, que pueden ser producto de la descarga y karstificación estructuralmente controlada del yeso (Gutiérrez-Santolalla *et al*, 1994).

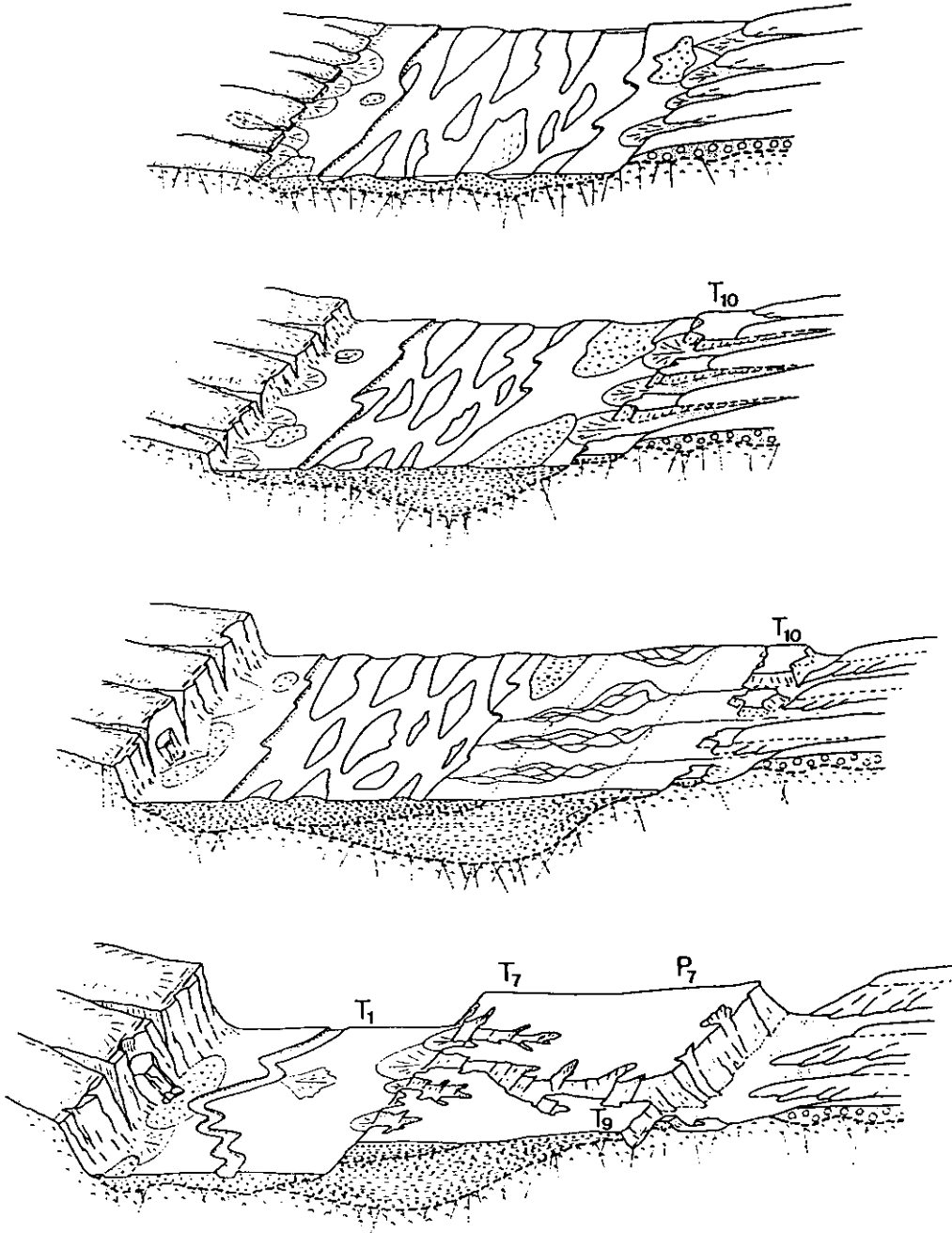


Figura 2. 9. Evolución paleogeográfica del Río Jálón que representa la migración lateral del sistema fluvial y la génesis de un escarpe en yesos (según Gutiérrez Santolalla, 1996).

6. 2. RASGOS TECTÓNICOS.

La actual configuración geomorfológica de los materiales neógenos de la Cuenca de Calatayud obedece en gran parte a un control tectónico. De esta forma puede observarse que las relaciones entre los materiales neógenos y los bordes paleozoicos actuales de la cuenca, implican a menudo la existencia de contactos por falla. Además, la red de drenaje de la cuenca se encuentra relacionada con directrices tectónicas. Los principales cauces fluviales corresponden al Río Jalón y a sus afluentes por el Sur, el Río Jiloca y Perejiles, y por el Norte, el Río Ribota.

El Río Jalón atraviesa la Cuenca de Calatayud en una dirección aproximada O-E, cortando en su camino materiales de muy distinta resistencia a la erosión, como los sedimentos neógenos o las cuarcitas y pizarras de las ramas Occidental y Oriental de la Cordillera Ibérica. Estos factores inducen a pensar en el aprovechamiento de una marcada lineación tectónica para su encajamiento, unido a un basculamiento generalizado de la cuenca hacia el Este (Tena *et al.*, 1979).

Al Sur del Río Jalón, sus dos afluentes principales (ríos Jiloca y Perejiles) se caracterizan por llevar cursos básicamente rectilíneos y paralelos al eje longitudinal de la cuenca, constatando la importante influencia tectónica en su encajamiento; al Sur del sector de estudio, entre las localidades de Luco y Murero, el Río Jiloca sigue el curso de una fosa monoclinial (Semifosa del Jiloca) delimitada al Norte por una falla perfectamente identificable (Bomer, 1960), mientras que hacia el Norte, dentro del área de estudio, se encaja en materiales miocenos manteniendo aproximadamente la misma dirección. Por otra parte, el Río Perejiles sigue también una lineación tectónica paralela a la del Río Jiloca, si bien tanto Bomer (1960) como Tena *et al.* (1979) indican que ha labrado su cauce aprovechando los cambios de facies entre distintas formaciones. Hacia el Norte, el Río Ribota constituye la continuación de la directriz del Río Perejiles.

Con las observaciones realizadas en el transcurso de la realización de esta Tesis, la Cuenca de Calatayud aparece compartimentada en cuatro bloques tectónicos fundamentales en función de tres grandes lineaciones tectónicas en materiales neógenos, que actualmente coinciden con el curso de los ríos Perejiles, Jiloca y Jalón, y de las fracturas que delimitan el relleno neógeno y los bordes de cuenca actuales (Fig. 2.10):

a) Bloque Norte-Armantes: integrado por el sector que queda al Norte del Río Jalón. Comprende todo el macizo de la Sierra de Armantes, incluyendo tanto materiales evaporíticos de la Unidad Inferior como materiales carbonáticos de la Unidad Intermedia. Este bloque queda ligeramente basculado hacia el Este (Hoyos *et al.*, 1979).

b) Bloque Sur-Occidental: queda al Sur del Río Jalón, desde el cauce del Río Jiloca hasta el margen occidental de la cuenca. Comprende materiales de Unidad Inferior e Intermedia. Este bloque se encuentra basculado hacia el Este. Los

materiales adyacentes al borde paleozoico presentan un buzamiento pronunciado, que rápidamente se atenúa hacia el valle fluvial del Jiloca. Esta particularidad es originada por el juego de la falla existente en el valle fluvial del Jiloca. Este buzamiento generalizado se acentúa en dirección SE, siendo máximo en el sector de Villafeliche.

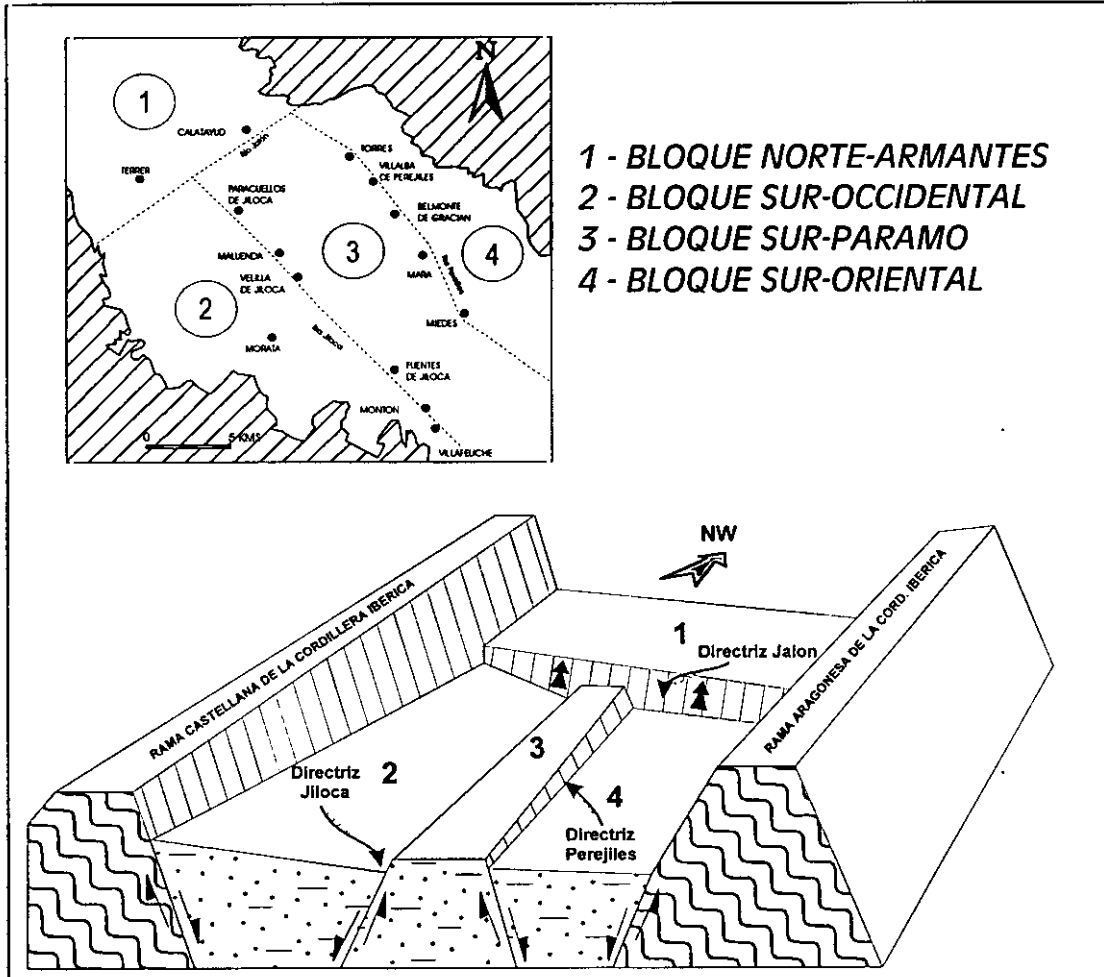


Figura 2. 10. Distribución de los cuatro grandes bloques tectónicos de la Cuenca delimitados por las directrices tectónicas de los ríos Jalón, Jiloca y Perejiles.

c) **Bloque Sur-Páramo:** situado al Sur del Río Jalón, forma el interfluvio entre los ríos Jiloca y Perejiles, donde se encuentran los mejores afloramientos de la cuenca, siendo el área de mejor representación de la Unidad Superior. Los materiales se caracterizan generalmente por su horizontalidad, exceptuando los sectores colindantes con los cursos fluviales del Jiloca y Perejiles, que sufren procesos de deslizamiento rotacional, colapso y caída de bloques.

d) **Bloque Sur-Oriental:** se sitúa al Sur del Río Jalón, desde el Río Perejiles hasta el margen oriental de la cuenca. Presenta un basculamiento generalizado hacia el

Este, donde los materiales terciarios y paleozoicos se presentan en relación de contacto mecánico-falla normal en gran parte de este margen, a menudo solapados por unidades detríticas pliocenas o postpliocenas.

La disposición actual de estos cuatro bloques obedece a los movimientos diferenciales producidos en relación con las grandes lineaciones tectónicas que los limitan. El Río Jalón, transversal a la cuenca, divide dos grandes sectores con diferente comportamiento (por un lado bloque Norte-Armantes y por otro, los bloques Sur-Occidental, Sur-Páramo y Sur-Oriental), donde el sector Sur representa el labio hundido. Dentro de este sector, el bloque central (Sur-Páramo) se encuentra levantado con respecto a los otros dos (Sur Occidental y Sur-Oriental).

En los próximos capítulos de este trabajo, se utiliza el citado esquema de diferenciación de cuatro bloques tectónicos principales en la cuenca, sirviendo como referencia geográfica en gran parte de las descripciones, o bien analizando la influencia de los movimientos diferenciales de bloques como factor de control y evolución de la sedimentación mio-pliocena.

CAPÍTULO 3

ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO DE LA CUENCA DE CALATAYUD

1. UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS MAYORES Y SU CRONOLOGÍA

En la realización de la presente Tesis Doctoral, una gran parte del trabajo de campo ha consistido en la realización de series estratigráficas que han ofrecido una visión representativa del conjunto de litofacies que forman las tres grandes unidades sedimentarias neógenas de la Cuenca de Calatayud. En total, se han levantado 55 series, con potencias muy diversas, desde menos de una decena de metros hasta más de 250 m, dependiendo del grado de detalle que se ha querido mostrar en las observaciones. Las descripciones y representación de las secciones estratigráficas seleccionadas para este trabajo figuran en el Anexo-I.

En la definición de unidades litoestratigráficas se ha tenido en cuenta la información aportada por la cartografía geológica realizada a escala 1:50.000 que figura en el Anexo II.

1. 1. UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS MAYORES

En la elaboración de la presente Tesis Doctoral se mantiene el esquema básico de organización litoestratigráfica de Calvo *et al.* (1993), en el que se dividía el relleno sedimentario mioceno-plioceno de la cuenca en tres unidades litoestratigráficas fundamentales, con el objeto de no añadir una complejidad innecesaria, buscando el reconocimiento inmediato o asimilación por investigadores que hayan trabajado en cuencas terciarias con rellenos sedimentarios similares. Así, en este trabajo se intenta aportar una mejora en la definición, detalle, establecimiento y cronología de las diferentes unidades litoestratigráficas.

Como introducción, Sanz-Rubio *et al.* (1997) reconocieron tres unidades litoestratigráficas fundamentales en el sector estudiado de la Cuenca de Calatayud-Montalbán; Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior. Los criterios

utilizados para la diferenciación de estas unidades son básicamente la existencia de dos importantes rupturas sedimentarias reconocibles a escala de cuenca (Hoyos *et al.*, 1998).

En las tres unidades sedimentarias diferenciadas, queda patente que la sedimentación en las unidades Inferior e Intermedia sigue un patrón deposicional centrípeto, donde depósitos clásticos groseros hacia los bordes de cuenca pasan progresivamente hacia áreas centrales a sedimentos de naturaleza evaporítica y carbonática. Estas dos unidades quedan fundamentalmente caracterizadas por su naturaleza evaporítica dentro de un modelo deposicional endorréico, mientras que la Unidad Superior posee naturaleza terrígeno-carbonática, y presenta claras evidencias para un marcado cambio en el sistema de drenaje de la cuenca, pasando a comportarse como un sistema exorréico. La descripción básica de las tres unidades es como sigue:

Unidad Inferior

La Unidad Inferior consta en superficie de facies anhidriticas, glauberíticas (\pm thenardíticas), y yesíferas (transformadas actualmente a yeso secundario). Alrededor de este cuerpo evaporítico de disposición central en la cuenca, en cambio de facies, se reconocen facies terrígenas, con gran extensión de los términos lutítico-limoso rojos con nódulos de yeso. En los sectores centrales existen facies halítico-anhidriticas en profundidad, tal como se desprende de la información proporcionada por la realización de dos sondeos en el sector de Paracuellos de Jiloca (Marín, 1932) en el que se citan potencias de halita-anhidrita de varios cientos de metros (alrededor de 367 m). La potencia de afloramiento de esta unidad oscila entre 100-150 m.

La existencia de eflorescencias salinas de carácter magnésico y sódico en afloramientos evaporíticos es bien conocida desde el siglo XVIII. Recientemente, Sánchez-Moral *et al.* (1993) relacionaron la existencia de eflorescencias puntuales de carácter sódico (bloedita-thenardita) a la posible existencia de glauberita en las formaciones evaporíticas. Por otra parte, la existencia de pseudomorfos de glauberita actualmente transformados en yeso secundario en diversas áreas de la cuenca, tal como han descrito previamente Ortí y Rosell (1994) y Ortí (1996), proporcionaba evidencias de la presencia de sulfato sódico en la Cuenca de Calatayud. Tal evidencia ha podido ser confirmada gracias a la información de sondeos de investigación realizados por MYTA en el sector Sur de la Sierra de Armantes, donde se citan facies anhidriticas, glauberíticas y thenardíticas bajo una cobertera poco potente constituida por yeso secundario.

Como uno de los criterios de diferenciación entre Unidad Inferior e Intermedia, manifestándose a techo de Unidad Inferior, se reconoce un importante evento de progradación hacia el centro de la cuenca de abanicos aluviales. Este evento puede ser localizado en gran parte de la cuenca, y a partir de este momento la sedimentación evoluciona con un marcado cambio litológico. Así, en el sector NO de la cuenca, en la falda Sur de la Sierra Armantes, el citado cambio se refleja en un paso en la vertical desde yesos laminado-nodulares secundarios de Unidad Inferior hacia facies dolomíticas y margo-

dolomíticas de Unidad Intermedia. En el sector SE de la cuenca, se observa la misma tendencia, con transiciones verticales desde yesos laminados de origen secundario hacia yesos laminados primarios interlaminados con carbonato magnésico, que incluimos dentro de la Unidad Intermedia.

La ruptura sedimentaria entre la Unidad Inferior e Intermedia se reconoce en gran parte de la cuenca como una superficie paleokárstica desarrollada sobre depósitos evaporíticos de la Unidad Inferior, sobre la que descansan materiales sulfatado-cálcicos / carbonatado-magnésicos transformados diagenéticamente a calcita, correspondientes a Unidad Intermedia. Esta unidad presenta una deposición con carácter diacrónico sobre la citada superficie, reflejándose en los sectores más centrales de la cuenca los eventos más modernos de colmatación de la misma.

Asimismo, el paso en la vertical de Unidad Inferior a Intermedia en los sectores noroccidental y suroriental de la cuenca queda marcado como una significativa transición litológica y un cambio de la evolución sedimentaria, que se acompaña de una fase de progradación de facies de abanico aluvial hacia el centro de la cuenca representada hacia el techo de sectores marginales de Unidad Inferior.

En Calvo *et al.* (1993) se indica la existencia de una pauta general similar de evolución vertical de la sedimentación (tanto en depósitos aluviales como lacustres) en una gran parte de las cuencas terciarias ibéricas. En las cuencas del Ebro, Duero y Tajo ha sido identificada una evolución secuencial a lo largo del Neógeno marcada por progradaciones y retrogradaciones de sistemas aluviales característicos de margen de cuenca. Por ello, muchas de las grandes rupturas sedimentarias reconocibles en las principales cuencas ibéricas presentan un equivalente en cuencas de menor entidad, como es la Cuenca de Calatayud. En varias de esas cuencas, la generación de rupturas se ha relacionado con una reactivación tectónica de los bordes de cuenca, o bien con el agotamiento de las áreas madre evaporíticas que estaban alimentando la formación de nuevos sistemas lacustres salinos durante el Mioceno Inferior (Calvo *et al.*, 1989; Anadón *et al.*, 1989).

Unidad Intermedia

Básicamente, se encuentra representada en sectores centrales-meridionales de la cuenca por facies de yeso laminado primario en alternancia con carbonatos magnésicos (magnesita y dolomita), presentando potencias de afloramiento cercanas a los 120 m, donde se reconoce una evolución general en la vertical desde materiales evaporítico-carbonatados hacia fundamentalmente carbonatados con influencia de siliciclásticos finos. Hacia sectores de mayor marginalidad en la cuenca, se pasa fundamentalmente a materiales de naturaleza dolomítica, margo-dolomítica, y caliza, que acumulan aún mayores potencias, quedando en ocasiones confinados entre abánicos aluviales. Las menores potencias de la Unidad Intermedia se presentan en los sectores más centrales de la cuenca con potencias inferiores a los 30 m.

La Unidad Intermedia aumenta su complejidad con la existencia de cuerpos formados por carbonatos diagenéticos compuestos por calcita, que pueden llegar a alcanzar hasta 55-60 m de potencia, y que son el producto de un reemplazamiento de facies laminadas de yeso primario/carbonato magnésico, extendiéndose por gran parte de los sectores orientales, occidentales y centrales de la cuenca

La ruptura sedimentaria existente entre la Unidad Intermedia y la Unidad Superior se encuentra marcada por una importante superficie erosiva desarrollada sobre facies carbonáticas del techo de la Unidad Intermedia, que zonalmente poseen rasgos paleokársticos, y que es fosilizada por un importante sistema fluvial-aluvial de la base de la Unidad Superior, reconocible en una buena parte de la cuenca. Esta ruptura sedimentaria parece ser generalizada en la mayoría de las cuencas terciarias más importantes de la Península Ibérica (Ebro, Duero, y Tajo), representando importantes cambios paleogeográficos y reflejando un cambio mayor en los esfuerzos tectónicos que afectan a la microplaca ibérica (Calvo *et al.*, 1993).

Unidad Superior

Compuesta por facies terrígeno-carbonáticas, aflora en el interfluvio de los ríos Jiloca y Perejiles. Se diferencian tres tramos dentro de esta unidad (Sanz-Rubio *et al.*, 1996); un tramo basal integrado por facies terrígenas aluviales-fluviales; un tramo intermedio formado por facies tobáceas; un tramo superior compuesto de facies carbonáticas laminadas (tobas de caráceas con gasterópodos y ostrácodos). El tramo basal presenta potencias de afloramiento que oscilan entre los 5 y los 65 m, mientras que los tramos carbonáticos intermedio y superior oscilan entre los 20 y 80 m, con acumulación de las mayores potencias en áreas afectadas por procesos de subsidencia sinsedimentaria (Sanz-Rubio *et al.*, 1995; 1997).

1. 2. CRONOLOGÍA DE LAS UNIDADES

Como se expuso en el apartado de antecedentes, la Cuenca de Calatayud-Teruel alberga numerosos hallazgos de yacimientos paleontológicos (macro y micromamíferos), que proporcionan una información vital para la construcción de la cronoestratigrafía de la cuenca. En concreto, en el área de estudio (Cuenca de Calatayud s.s.), la prospección de nuevos yacimientos paleontológicos en el marco de esta tesis y de los correspondientes proyectos de investigación de la D.G.I.C.Y.T. ha sido utilizada como complemento de la información anteriormente publicada. La unificación de todos estos datos proporciona la consecución de uno de los principales objetivos de este trabajo: la confección de un cuadro crono y litoestratigráfico detallado del relleno neógeno de la Cuenca de Calatayud. En la presente Tesis Doctoral se ha usado la bioestratigrafía de De Bruijn *et al.* (1990) con la salvedad de haber incorporado las decisiones alcanzadas en

Salzburgo en el año 1995, consistentes en la extensión de la Unidad MN5 abarcando la antigua MN4b, como ya quedaba patente con anterioridad en Mein (1990).

La distribución de los diferentes yacimientos paleontológicos en el sector estudiado para los depósitos de las Unidades Inferior y Intermedia se relaciona con cinturones de facies marginales adosados a los bordes de cuenca, o con facies de transición desde abanicos aluviales a sedimentos lacustres; Los yacimientos paleontológicos de Unidad Inferior-Intermedia se concentran de forma abundante en los sectores de Armantes-Torralba y Villafeliche, mientras que los sectores entre las localidades de Munébrega y La Vilueña, en el margen occidental, y entre Mara y Miedes en el margen suroriental se caracterizan por una aparición puntual. (Fig. 3.1). Sin embargo, a pesar de la abundancia general de yacimientos, hay áreas cuyos sedimentos carecen de ellos y no han podido ser datados directamente, sino por sus relaciones estratigráficas con depósitos infra y suprayacentes; así, aún queda por llegar a una datación precisa de las unidades miocenas en sectores del margen oriental de la cuenca (desde Torralba de Ribota hasta Mara), así como de amplios sectores evaporíticos en posiciones centrales de la cuenca (área desde Paracuellos de Jiloca a Torres).

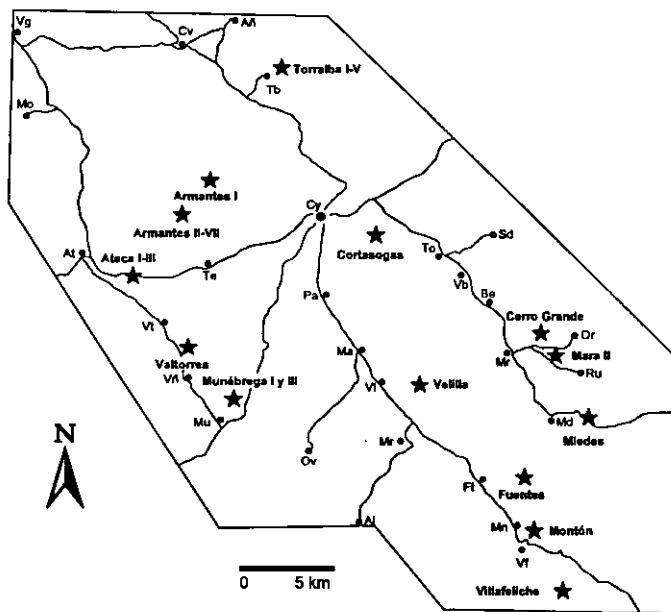


Figura 3.1. Mapa de distribución de yacimientos paleontológicos de la Cuenca de Calatayud.

Para la Unidad Superior, debido a la inexistencia de registro sedimentario adecuado en áreas marginales de cuenca, los yacimientos paleontológicos se encuentran en el interfluvio de los ríos Jiloca y Perejiles en relación con las facies terrígenas de la red fluvial previa a la sedimentación de los tramos carbonatados de esta unidad, o en depósitos canalizados dentro de estos últimos (Fig. 3.1).

El control cronológico de las Unidades Litoestratigráficas definidas en la cuenca ha sido obtenido a partir de yacimientos y grupos de yacimientos clásicos de la cuenca (De Bruijn, 1967; Boné *et al.*, 1979; Canudo y Cuenca, 1989; Andrés *et al.*, 1992 y, Adrover y Mein en las Hojas MAGNA 1:50.000 437-438 en 1980-1981), así como los nuevos yacimientos localizados durante el transcurso de la Tesis Doctoral (Fig. 3.2). A pesar de todo, se carece de yacimientos paleontológicos que daten con precisión la edad o el valor temporal de las

discontinuidades en diferentes puntos de la cuenca. Con ello, la datación obtenida para las Unidades Litoestratigráficas mayores es la siguiente (Fig 3.3):

Zonas locales		Zonas MN	
RUSCI- NIENSE			15
			14
TUROLIENSE	S.r.		13
	P.b.		12
	P.l.		11
VALLE- SIENSE	P.h.		10
	I		9
	H		8
ARAGONIENSE	SUPERIOR	3	7/8
		G	
		2	
		1	
	MEDIO	F	6
		E	
		d	
	INFERIOR	C	5
		B	
		A	
RAMBLIENSE			3
			2b

P.h.=Progonomys hispanicus
P.l.=Parapodemus lugdunensis
P.b.=Parapodemus barbarae
S.r.=Stephanomys ramblensis

-Unidad Inferior: la parte más inferior de esta unidad no ha podido ser datada directamente, pero en virtud de las notables potencias de facies halítico-anhidríticas de los sondeos de Paracuellos de Jiloca y Cifuentes, y teniendo en cuenta que las facies de afinidad evaporítica aflorantes más antiguas datan del Ramblense Superior (yacimiento Ateca III), se puede deducir que muy posiblemente la deposición de esta unidad comienza ya en el Paleógeno (Oligoceno?). Los últimos yacimientos paleontológicos que datan la edad de las evaporitas de Unidad Inferior son los de La Vilueña y Valtorres (MN4, zona local C, Aragoniense Inferior), mientras que los primeros yacimientos de la Unidad Intermedia son los de Munébrega (MN5, zona D, Aragoniense Medio). Sin embargo, esta datación del techo de la Unidad Inferior posee un carácter local, ya que se ha realizado en el sector occidental de la cuenca, desconociéndose la edad

Figura 3. 2. Cuadro cronológico con edad de yacimientos e intervalos temporales de grupos de yacimientos de la Cuenca de Calatayud, en el que se adoptan las decisiones alcanzadas en Salzburgo en el año 1995, consistentes en la extensión de la Unidad MN5 abarcando la antigua MN4b.

de los materiales evaporíticos del centro de la cuenca. Con estos datos, obtenemos una edad Oligoceno?-Aragoniense Medio para la Unidad Inferior, aunque no se conoce con certeza el momento en que finaliza la sedimentación evaporítica de la unidad en el centro de la cuenca, ya que además el techo de la unidad se encuentra afectado por una superficie de paleokarstificación desarrollada sobre materiales que probablemente presentan distinta edad en los márgenes y centro de la cuenca, como se verá en el capítulo 8.

- Unidad Intermedia: la base de esta unidad queda bien definida sobre las facies correspondientes al evento de progradación de abanicos aluviales de Unidad Inferior, que puede ser localizado en gran parte de la cuenca. Así, la unidad queda infradatada por los yacimientos de Torralba de Ribota y Armantes I en el sector NO de la cuenca y por los de Munébrega en el margen occidental (MN5, zona local D, Aragoniense Medio), si bien dado el carácter diacrónico de la sedimentación de la misma sobre la superficie paleokárstica, puede existir un margen de fluctuación en el centro de la cuenca. Los yacimientos de Armantes, Mara, Miedes y Montón datan materiales comprendidos en esta unidad, aunque

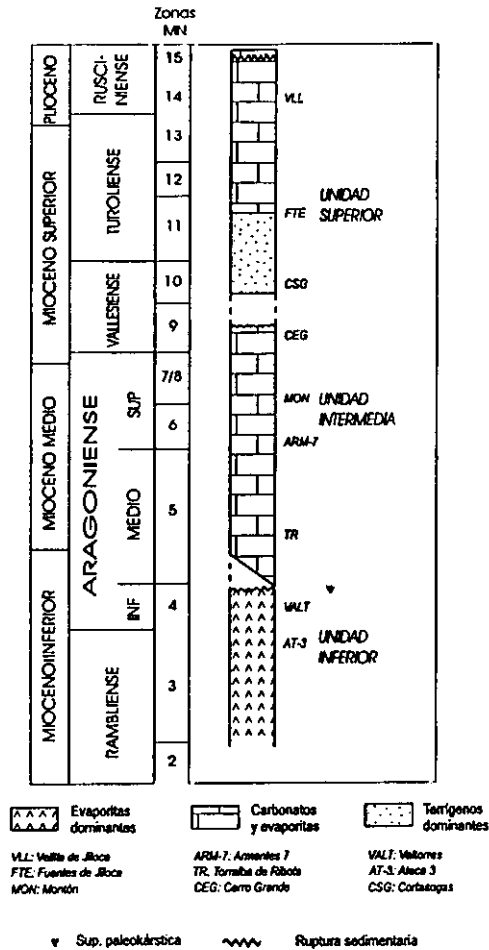


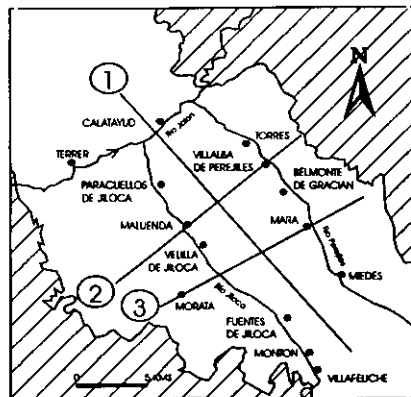
Figura 3. Cuadro resumen de la litoestratigrafía del Neógeno del sector central de la Cuenca de Calatayud.




la datación del techo de la misma presenta algunas dificultades, ya que los yacimientos paleontológicos son escasos, y el material fósil es poco diverso y reducido. En función de la edad proporcionada por el yacimiento de Cerro Grande (Vallesiense Inferior), las relaciones estratigráficas con los materiales suprayacentes, con un yacimiento en el Barranco de Cortasogas atribuible al Vallesiense Superior, y el desconocimiento del intervalo temporal que representa la superficie erosiva entre Unidad Intermedia y Unidad Superior, indicamos una edad Aragoniense Medio-Vallesiense para la unidad, con una fluctuación del techo de la misma entre las zonas MN9 y MN10.

- Unidad Superior: esta unidad ha sido infradatada en función de los yacimientos más antiguos asociados al tramo aluvial-fluvial (yacimientos de Cortasogas). Los yacimientos de Fuentes de Jiloca datan los materiales carbonatados de la unidad, y son supradatados mediante los yacimientos más modernos de Velilla de Jiloca, y las relaciones estratigráficas con las unidades pliocenas del SE del área de estudio. Con estos datos, proporcionamos una edad Vallesiense Superior-Rusciniense Inferior para esta unidad.

2. DISTRIBUCIÓN EN SUBUNIDADES

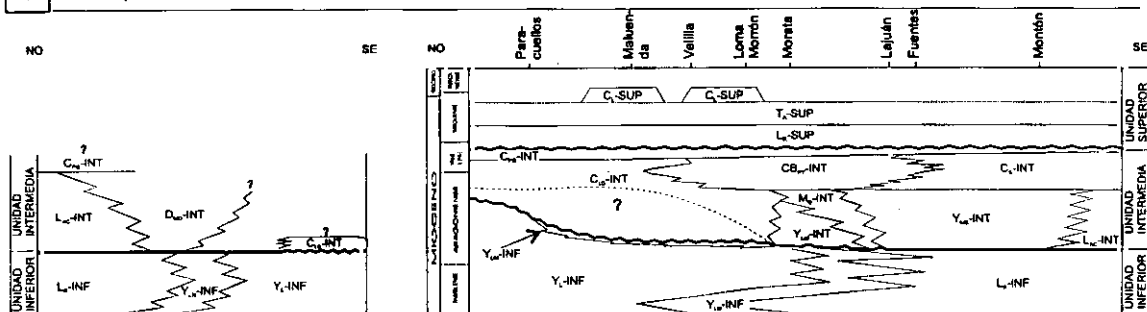
Dentro de las tres unidades litoestratigráficas mayores del relleno neógeno de la Cuenca de Calatayud, se han distinguido una serie de subunidades sedimentarias de carácter informal, para el establecimiento de las relaciones de facies y que se asocian a un medio deposicional y paleoambiente concreto. El número de subunidades establecidas por cada unidad litoestratigráfica es proporcional al grado de complejidad de la misma; así, hemos distinguido un total de 18 subunidades para el conjunto de la cuenca, distribuidas en 5 subunidades para Unidad Inferior, 10 subunidades para Unidad Intermedia y, finalmente, 3 subunidades para Unidad Superior (Fig. 3.4). En esta distribución destaca por su complejidad la Unidad Intermedia, en donde, como se verá más adelante la paleogeografía condiciona la formación de ambientes deposicionales muy diversos, con múltiples relaciones de facies con otras subunidades o formando, en



 Discontinuidad sedimentaria
 Continuidad
 Discontinuidad-continuidad

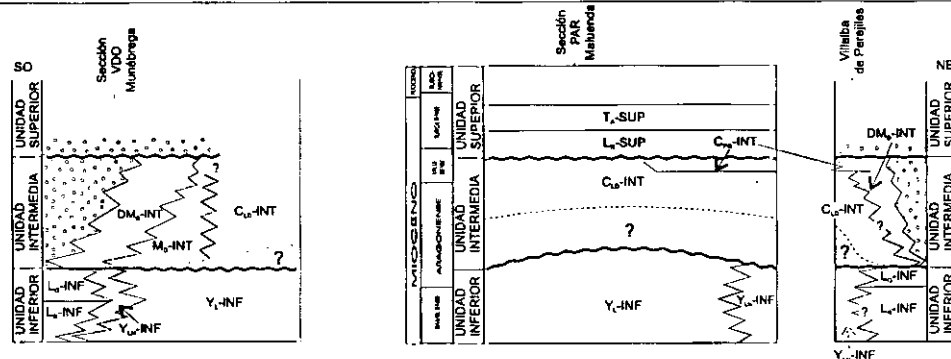
1 BLOQUE NORTE-ARMANTES RÍO JALÓN

BLOQUE SUR-PÁRAMO

2 **BLOQUE SUR-OCCIDENTAL**

BLOQUE SUR-PÁRAMO

BLOQUE SUR-ORIENTAL

3 **BLOQUE SUR-OCCIDENTAL**

BLOQUE SUR-PÁRAMO

BLOQUE SUR-ORIENTAL

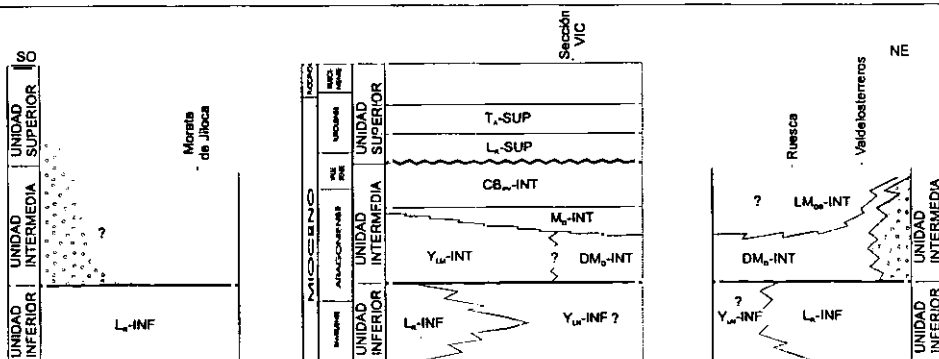


Figura 3. 4. Cuadros estratigráficos con las relaciones entre las subunidades sedimentarias del Neógeno de la Cuenca de Calatayud.

su caso, subambientes deposicionales desligados del conjunto. Las distintas subunidades distinguidas se han marcado con una notación especial, en que las iniciales en mayúsculas reflejan las litologías dominantes, mientras que los subíndices reflejan atributos importantes para su reconocimiento inmediato. Tras el guión, se indica con las abreviaturas INF, INT y SUP la unidad litoestratigráfica en que se incluyen.

SUBUNIDADES DE LA UNIDAD INFERIOR

L _R -INF	Lutitas y limos rojos con nódulos de yeso
L _G -INF	Limos y lutitas grises-ocres con aragonito
Y _{LN} -INF	Yesos laminado-nodulares
Y _L -INF	Yesos laminados
Y _{LM} -INF	Yesos laminados con magnesita

SUBUNIDADES DE LA UNIDAD INTERMEDIA

Y _{LM} -INT	Yesos laminados con magnesita
Y _{MB} -INT	Yesos mesolenticulares bioturbados
M _D -INT	Margas dolomíticas con yeso laminado
CB _{PY} -INT	Calizas brechoides, calizas con pseudomorfos de yeso lenticular, y calizas palustres
C _{LD} -INT	Calizas laminadas diagenéticas
DM _D -INT	Dolomías y margas dolomíticas
LA _C -INT	Lutitas, limos y areniscas con calizas
LM _{DB} -INT	Lutitas y margas dolomíticas bioturbadas
C _B -INT	Calizas bioclásticas, palustres y tobas de caráceas
C _{PG} -INT	Calizas palustres con gasterópodos

SUBUNIDADES DE LA UNIDAD SUPERIOR

L _R -SUP	Lutitas y limos rojos con conglomerados silíceos y oncolíticos
T _A -SUP	Tobas autóctonas y depósitos de removilización tobácea
C _L -SUP	Calizas laminadas de caráceas y gasterópodos

3. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD INFERIOR

3. 1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS FACIES EVAPORÍTICAS

Las facies evaporíticas aflorantes de la Unidad Inferior presentan una distribución espacial marcada por una morfología subcircular a oval según la dirección del eje principal de la cuenca (NO-SE). Según esta directriz, los cambios de facies entre litofacies terrígenas y evaporíticas son espaciados y graduales, aunque hacia los márgenes oriental y occidental de la cuenca, son rápidos y netos, como ha sido reflejado por Bommer (1960), reflejando una acusada asimetría de los cinturones de facies.

En este trabajo, denominamos Unidad Inferior a la suma de las potencias de afloramiento de las facies evaporíticas, y las correspondientes a las facies halítico-anhidríticas encontradas en sondeo. El conocimiento de la geometría de los depósitos de Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud en profundidad, resulta bastante reducido. En otras cuencas terciarias ibéricas, la realización de sondeos de investigación de recursos salinos ha contribuido a un conocimiento básico de la arquitectura deposicional y composición de las facies salinas (Ordóñez y García del Cura, 1994; Salvany y Ortí, 1994). En el caso de la Cuenca de Calatayud se dispone aún de un volumen de datos de subsuelo insuficiente para la comprensión global de las relaciones de facies y de los materiales que las comprenden; sin embargo, ha sido posible recopilar información, tanto publicada como perteneciente a empresas mineras (Marín, 1932; Informe para la J.E.N de Tena *et al.* (1979); información de MYTA y TOLSA), que hace factible la posibilidad de teorizar sobre la arquitectura deposicional del relleno terciario en el subsuelo de la cuenca.

3. 2. EL SUBSUELO DE LA CUENCA

3. 2. 1. LOS SONDEOS DE CIFUENTES Y PARACUELLOS DE JILOCA

La realización de sondeos profundos en el centro de la cuenca (Marín, 1932) a mediados de la primera mitad de siglo constituye un eje fundamental para la elaboración de modelos deposicionales y evolución de la Unidad Inferior. La finalidad de los mismos era la investigación de sales potásicas, y con este objetivo se buscaban cuencas terciarias que presentaran alguna semejanza con el Oligoceno del sector catalán de la Cuenca del Ebro. En concreto, se realizaron dos sondeos en sectores centrales de la cuenca en las vegas del Jiloca y Jalón; el más potente (1165 m de profundidad) fue ubicado en el paraje denominado Cifuentes que, en función de mapas topográficos antiguos, pensamos se situaba en la confluencia de las vegas del Jalón y Jiloca, y otro, de 600 m, probablemente frente a la localidad de Paracuellos de Jiloca. Los testigos de los sondeos no han podido

ser recuperados y toda la información se reduce a lo publicado por Marín (1932). Los materiales cortados en ambos sondeos presentaron gran similitud (Fig. 3.5) con una importante potencia de depósitos ricos en anhidrita-halita, si bien, en el de Paracuellos de Jiloca, la riqueza y la potencia de los depósitos de halita fue mayor. La aparición en el sondeo de Cifuentes de unas margas arenosas con cantos de cuarcita y pizarra llevó a los investigadores a pensar que se estaba alcanzando el substrato paleozoico con la consiguiente paralización del sondeo.

SONDEO DE CIFUENTES (1170 m)

SONDEO DE PARACUELLOS DE JILOCA (600 m)

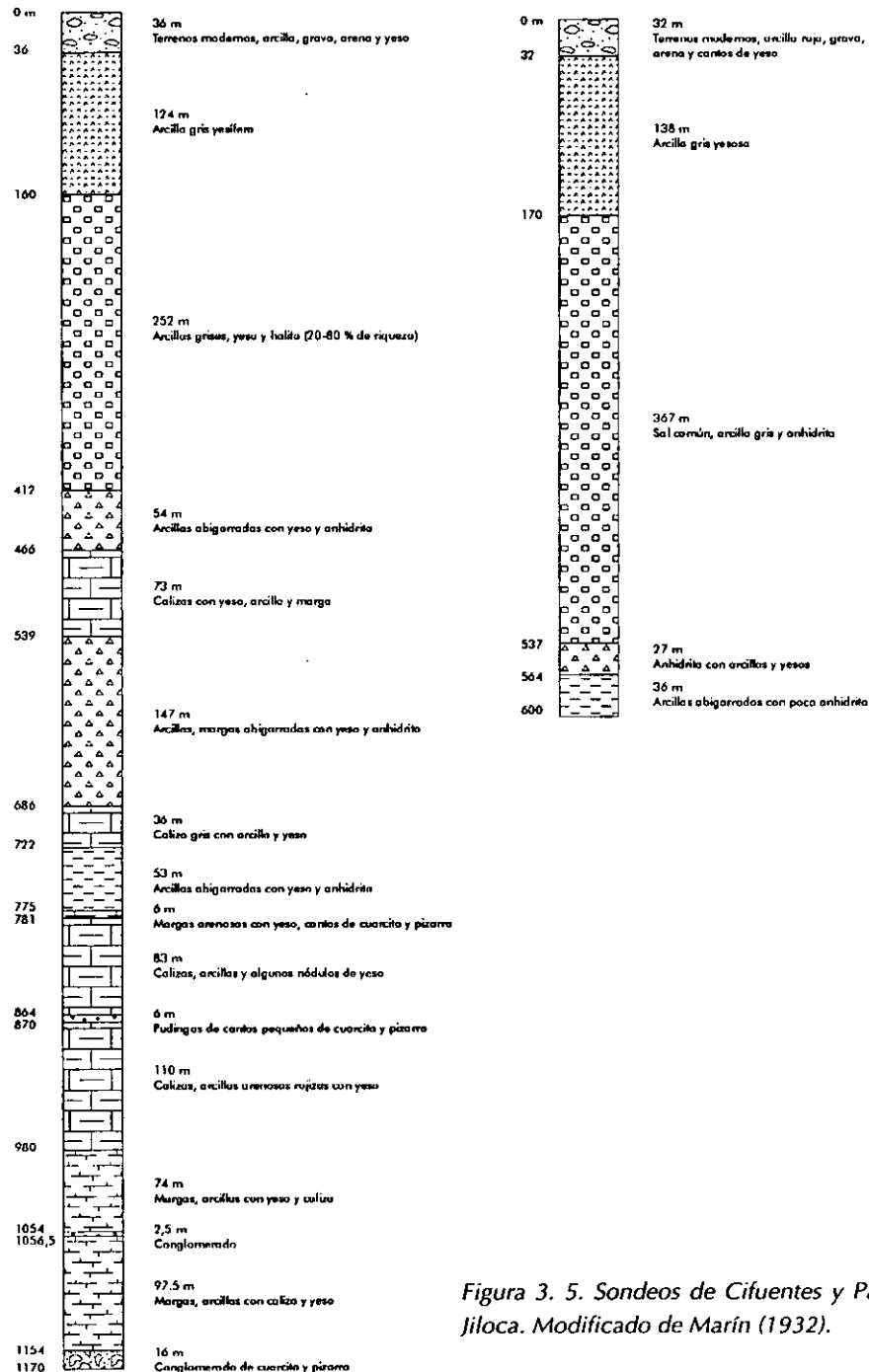


Figura 3. 5. Sondeos de Cifuentes y Paracuellos de Jiloca. Modificado de Marín (1932).

3. 2. 2. LOS SONDEOS DEL P.I. CRISTINA (MYTA)

Por otra parte, la empresa MYTA ha cedido la información procedente de sondeos de investigación realizados en diversos sectores de la cuenca; además de los sondeos de delimitación de los niveles sepiolíticos, que MYTA explota y trata posteriormente en la factoría que posee en las cercanías de Orera, la empresa, dentro de las labores de investigación de depósitos de sulfato cálcico en la cuenca, ha realizado también sondeos en el área de Olvés y en el Sur de la Sierra de Armantes. El sondeo de Olvés, superior a los 100 m de profundidad, registró resultados negativos en cuanto a la existencia de facies evaporíticas en el subsuelo, siendo predominantemente terrígeno. La información más importante es la referente a los sondeos realizados en el sector NO de la cuenca (Sur de la Sierra de Armantes) en los años 1988-89, durante la concesión del Permiso de Investigación Cristina (Fig. 3.6).

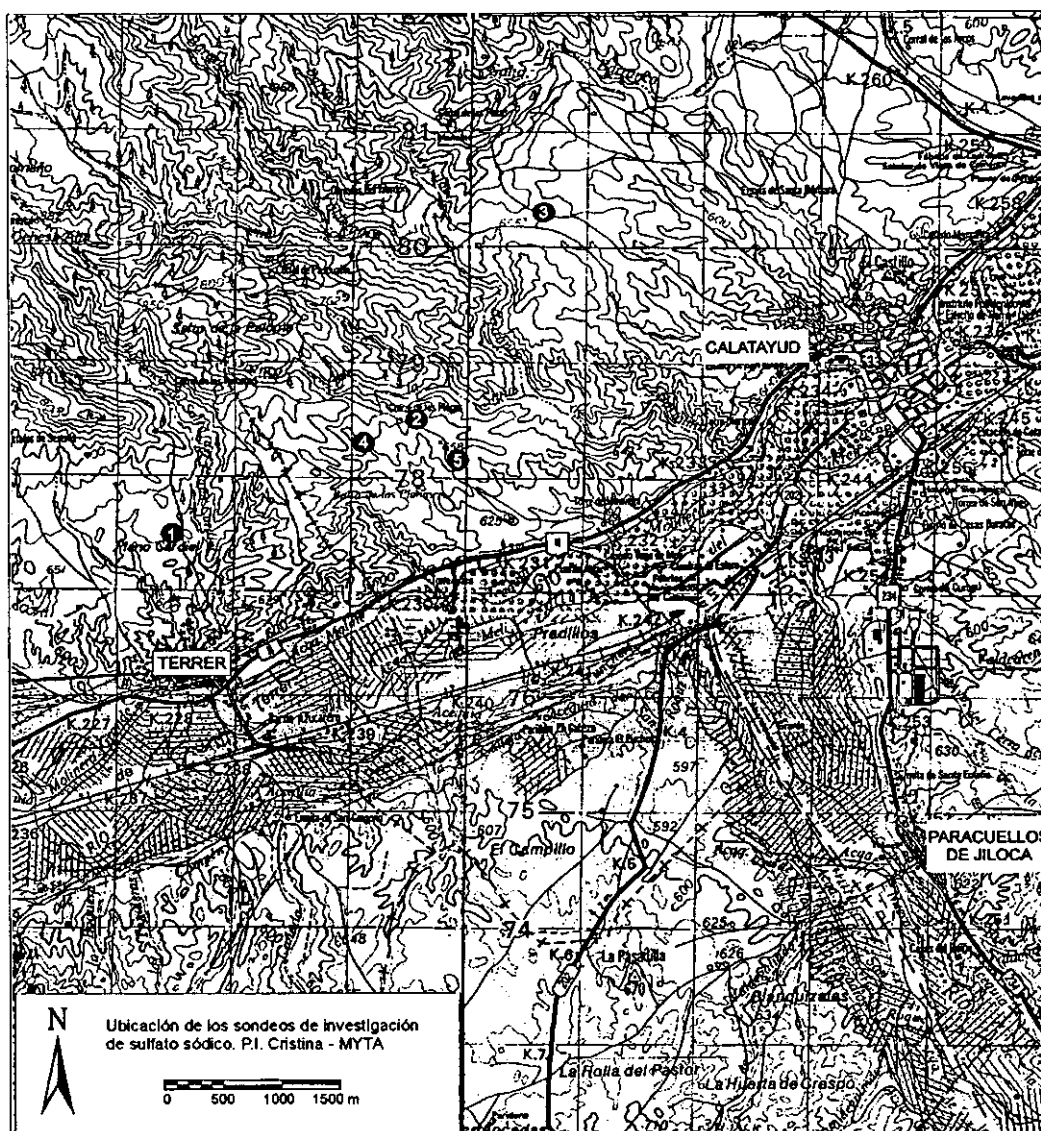


Figura 3. 6. Ubicación en el sector Sur de la Sierra de Armantes de los sondeos de investigación de sulfato sódico del P.I. Cristina de MYTA.

El resultado de los sondeos fue la localización de importantes volúmenes de sulfato sódico cuya explotación fue desestimada después de su evaluación como yacimiento. Se conoce la información de 4 sondeos, de un total de 5 realizados en las facies evaporíticas de este área:

Sondeo	Profundidad (m)	Techo	Muro
Sondeo-1	89.3	640	550.7
Sondeo-2	101.5	655	553.5
Sondeo-3	90.2	650	559.8
Sondeo-5	63.7	640	576.3

La descripción de los sondeos es la siguiente (Fig. 3.7):

SONDEOS DE INVESTIGACION DE SULFATO SODICO P.I. CRISTINA - MYTA

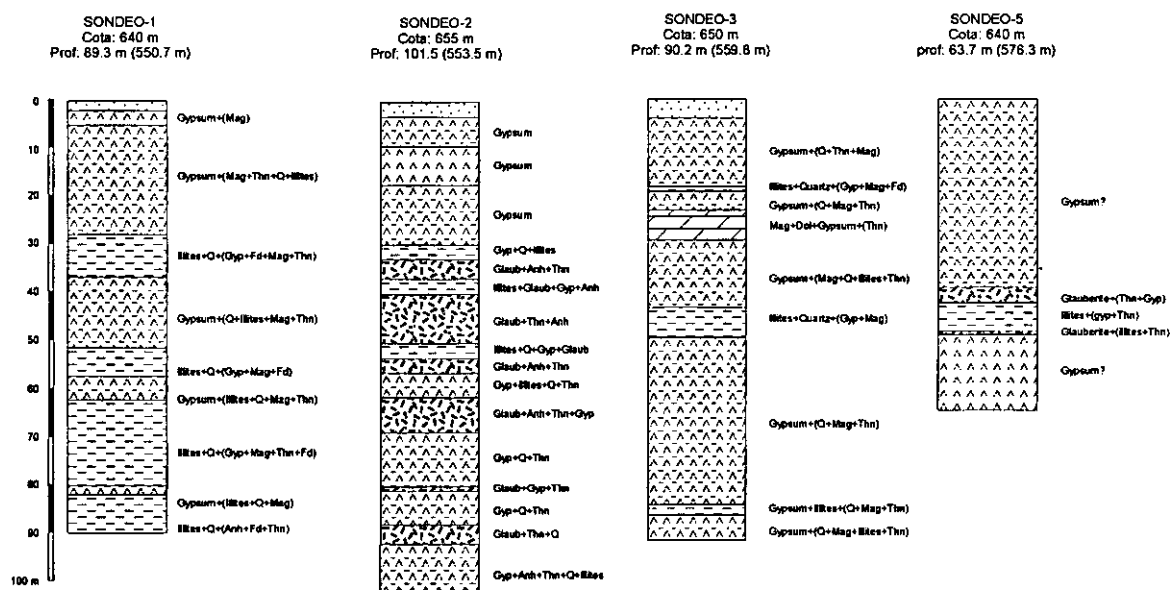


Figura 3. 7. Sondeos de investigación de sulfato sódico (MYTA) en el sector Sur de la Sierra de Armantes.

Sondeo-1 (frecuencia de muestreo: 1 muestra cada 2 m)

El sondeo está localizado en el paraje denominado Plano Cardiel, y los materiales cortados en profundidad muestran la existencia de interdigitaciones entre facies evaporíticas y terrígenas (lutitas), representando una zona de cambio de facies. Se distinguen al menos tres episodios con clara influencia terrígena (fundamentalmente illita y cuarzo): entre los 29-34 m, 52-56 m, y 62-89.3. El yeso es la fase mineral mayoritaria

en la columna del sondeo. Como minerales secundarios se encuentra magnesita, feldespatos, cuarzo, yeso, y thenardita-anhidrita; estas últimas comienzan a aparecer debajo de los primeros 8 y 6 m de sondeo, respectivamente.

Sondeo-2 (frecuencia de muestreo: 1 muestra cada 1 m)

El sondeo ha sido realizado cerca del paraje denominado Corral de las Planas, siendo el de mayor profundidad (101,5 m). Se encontraron varios niveles de orden métrico con sulfato sódico susceptible de ser explotado. Las mineralogías encontradas en el sondeo son básicamente yesíferas hasta unos 26 m de profundidad, momento en el que comienzan a aparecer sulfatos sódicos, tanto en forma de glauberita como thenardita, que se acompañan de anhidrita. En este sondeo se encontraron tramos con sulfato sódico llegando hasta un 42% de riqueza media. La ubicación de este sondeo, en áreas menos marginales dentro del sistema evaporítico, se refleja en una menor existencia de tramos terrígenos. Se detectan illitas, cuarzo y magnesita como accesorios. En profundidad, los niveles yesíferos tienden a asociarse con thenardita. En este sondeo se aprecian 6 tramos métricos glauberíticos (entre 32,1-36,1, 39,1-49,1, 52,1-55,1, 60,1-66,1, 77,1-78,1, y 85,1-89,1 m de profundidad) que presentan una asociación característica de glauberita-thenardita-anhidrita, mientras que, en los niveles yesíferos, la asociación es de yeso-glauberita-thenardita-anhidrita y cuarzo. El contenido en cloruros es muy bajo para todo el sondeo (1-2%) pero en los niveles glauberíticos aumenta hasta niveles próximos al 4%.

Sondeo-3 (frecuencia de muestreo: 1 muestra cada 2 m)

Sondeo realizado en un paraje algo más cercano a la localidad de Calatayud que el precedente. Presenta muchas similitudes con el sondeo-1, siendo el yeso el componente mayoritario y, como secundarios el cuarzo, magnesita y thenardita (que aparece por debajo de los primeros 5 m de sondeo). Se distinguen pequeños tramos arcillosos a lo largo de todo el sondeo. Se han cortado niveles de dolomías, así como de calcita y magnesita, de forma menos importante.

Sondeo-5 (Se desconoce la frecuencia de muestreo).

La información del sondeo es parcial ya que gran parte de la columna del sondeo no ha sido representada. Se observa en ella la existencia de un tramo con glauberita, a unos 39 m de profundidad, con dos niveles de 2,15 m y 0,3 m, y otro de 0,9 m a 47,5 m de profundidad. La glauberita ha sido encontrada en asociación con yeso y thenardita. Se puede realizar a una correlación entre el nivel de 10 m del sondeo-2 y el de 2,15-0,3 m del sondeo-5 y, por otra parte, entre el de 3 m del sondeo 2 y el de 0,9 m del sondeo-5. Los restantes tramos glauberíticos quedan acuñados hacia el centro de la cuenca.

3. 2. 3. LOS SONDEOS DEL P.I. VALDEZANCO (TOLSA)

Por último, la empresa de investigación minera TOLSA realizó 6 sondeos mecánicos con recuperación de testigo continuo con un total de 161,8 m dentro del Permiso de Investigación "Valdezanco", en 1993. Este permiso, situado en la falda Sur de Armantes, se obtuvo con motivo de la caducidad del Permiso de Investigación Cristina propiedad de MYTA. Sin embargo, la finalidad de los mismos era la prospección de sepiolita-paligorskita, después de haber comprobado su existencia en diversas catas y secciones realizadas. No se atravesaron en ningún momento facies evaporíticas, siendo la profundidad de los sondeos demasiado escasa como para proporcionar información de la extensión de facies evaporíticas en el subsuelo.

3. 2. 4. LOS SONDEOS DE LA JUNTA DE ENERGÍA NUCLEAR

Como información complementaria, la Junta de Energía Nuclear realizó dos sondeos (con potencias superiores a los 200 m de profundidad) en facies terrígenas en posición marginal a las facies evaporíticas de Unidad Inferior en el sector Norte de la Sierra de Armantes. Todos los materiales testificados corresponden a facies arcillosas, limosas, arenosas y microconglomeráticas, describiéndose un aumento de los materiales clásticos más groseros hacia la base de los sondeos. No se detectaron en ninguno de los casos indicios de facies evaporíticas.

3. 3. LAS FACIES TERRÍGENAS MARGINALES A LAS EVAPORITAS

Aunque el estudio de facies terrígenas no constituye uno de los objetivos de esta Tesis Doctoral, se realiza una descripción somera de estas facies geométricamente relacionadas con las facies evaporíticas hacia los márgenes de cuenca. Una gran parte de los materiales terrígenos que actualmente se encuentran adosados a los bordes de cuenca, pertenecen a la Unidad Inferior, ya que las facies terrígenas correspondientes a la Unidad Intermedia y Superior afloran de forma parcial, debido principalmente a que han sido erosionadas. Las siguientes descripciones han sido realizadas básicamente en Unidad Inferior y en algunos casos, donde los afloramientos lo han permitido, en la Unidad Intermedia, si bien, las diferencias entre ambas facies no son demasiado notorias.

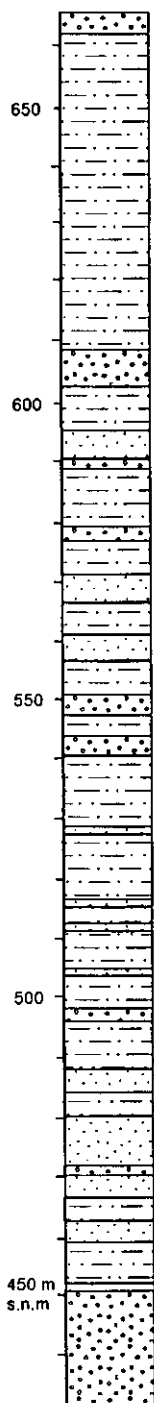
3. 3. 1. FACIES CONGLOMERÁTICO-ARENOSAS

Las facies terrígenas que se relacionan en cambio lateral de facies con las facies evaporíticas de Unidad Inferior o con las orlas carbonatado-dolomíticas de Unidad Intermedia, se componen de brechas, conglomerados, areniscas, limos y lutitas,

formando una sucesión con paso transicional desde términos groseros en los márgenes de cuenca hacia términos de menores granulometrías en áreas centrales. Los

SONDEO 409-1

Long: 6.05.75 (U.T.M.)
Lat: 45.85.35 (U.T.M.)
Cota: 665 m
Profundidad alcanzada: 232 m



SONDEO 409-2

Long: 6.02.30 (U.T.M.)
Lat: 45.84.65 (U.T.M.)
Cota: 712 m
Profundidad alcanzada: 220 m

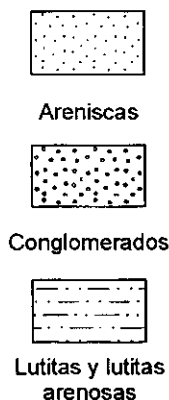
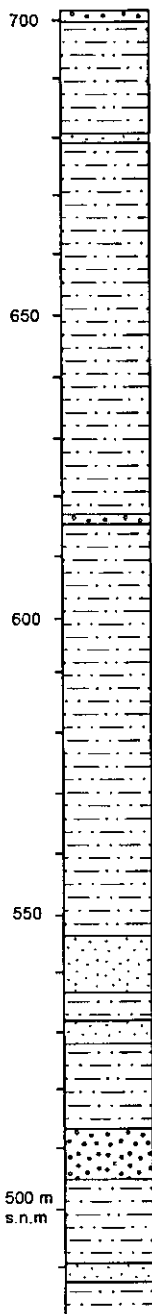


Figura 3.8. Sondeos realizados por la Junta de Energía Nuclear en facies terrígenas del sector Norte de la Sierra de Armantes. Modificado de Tena et al. (1979).

conglomerados y brechas son característicos de los márgenes de cuenca; sus cantos son subredondeados a subangulosos, heterométricos, y su origen son básicamente los materiales paleozoicos silíceos, mientras que los cantos carbonáticos de procedencia mesozoica solamente se han reconocido en contadas ocasiones en el sector nor-oriental de la cuenca. El tránsito a las zonas internas de la cuenca supone un progresivo incremento de las facies de grano más fino; los niveles conglomeráticos cobran morfología lenticular o planar de poca extensión y de 1,5 a 2 m de potencia. Como se ha indicado con anterioridad, la Junta de Energía Nuclear realizó dos sondeos de más de 200 m de profundidad (Tena et al., 1979) cada uno (Sondeo 409-1 y Sondeo 409-2; ver Fig. 3.8) al pie de la falda Norte de Armantes, en los que solamente se cortaron facies de este tipo. Así, en el informe realizado por Tena et al. (1979) para la J.E.N. se indica que los materiales cortados en ambos sondeos responden a lutitas, lutitas arenosas rojas, margas lutíticas, areniscas, y conglomerados con clastos de grano medio a fino. Se describe un incremento relativo de los términos arenosos y microconglomeráticos hacia la base. Las areniscas son predominantemente de grano medio aunque existen todos los términos posibles, desde grano

fino a microconglomerático. Su composición es polimíctica (cuarzo monocristalino y policristalino, fragmentos de roca metamórfica, y calizas) y son claramente heterométricas, con matriz arcillosa y cemento carbonático. Entre los fragmentos de rocas metamórficas, se encuentran clastos de composición cuarcítica, esquistos ferruginosos con alto grado de oxidación, y pizarras. Las rocas carbonáticas, de origen clástico, procedentes de rocas mesozoicas, son biomicritas, calizas oolíticas, y esparíticas. El sondeo 409-2 se caracteriza por una mayor presencia de carbonato detrítico, alcanzando en alguna ocasión un porcentaje superior al 20% de la muestra. Como minerales accesorios, se encuentran óxidos de hierro, feldespato potásico, turmalina, circón, moscovita y plagioclasa.

3. 3. 2. FACIES ARENOSAS CEMENTADAS POR YESO

Esta facies está básicamente compuesta por términos arenosos y limosos que se organizan en tramos de base irregular de unos 1,5 m, con niveles aislados de gravas de escasa continuidad lateral. Las areniscas se caracterizan por colores rojos a ocre existiendo toda clase de términos granulométricos; son generalmente heterométricas, polimícticas y pobremente seleccionadas. El componente mayoritario es el cuarzo (monocristalino) y como componentes secundarios aparecen los fragmentos de roca metamórfica (pizarra y cuarcita) y feldespato potásico. La presencia de carbonatos en estas areniscas resulta accidental, siendo patente sólo en el sector noroccidental del área de estudio, donde poseen una procedencia mesozoica, aunque en términos cercanos a los depósitos evaporíticos pueden localizarse clastos de naturaleza magnesítica. Los filosilicatos son principalmente moscovita, illita, caolinita y, como accesorios, biotita y clorita. La morfología de los granos de cuarzo varía desde términos subangulosos a subredondeados. La matriz de las areniscas suele ser carbonática, calcítica hacia los márgenes de cuenca y dolomítica en sectores más internos con presencia frecuente de trazas de raíces. Los niveles de cementación de areniscas suelen ser bajos, con desarrollo de cementos calcítico-esparíticos circungranulares; en relación con la proximidad a las litofacies yesíferas, en sectores más centrales de la cuenca, se encuentran frecuentemente areniscas homométricas en niveles de morfología tabular, con laminación paralela, de hasta 30 cms de potencia. A nivel microscópico, estos niveles se caracterizan por una cementación yesífera consistente en cristales poiquilótópicos de talla centimétrica que no presentan excesivas inclusiones e impurezas de origen terrígeno, aunque resulta destacable la abundancia de relictos de anhidrita. Sin embargo, en estos términos, el cuarzo es anguloso-subanguloso, con diámetros de grano entre 50-80 μm , y se han observado procesos de sericitización de feldespatos potásicos. El propio proceso de cementación del yeso parece ser el causante de un desplazamiento de los componentes terrígenos generando una textura flotante donde el yeso es porcentualmente mayoritario.

3. 3. 3. FACIES LUTÍTICO-LIMOSAS ROJAS

Esta facies está representada por lutitas y limos rojos de estructura masiva, o en ocasiones bioturbadas, con algunos niveles tabulares arenosos intercalados. Pueden presentarse interlaminares con arcillas verdes y grises, o margas magnesíticas con laminación paralela y restos vegetales flotados a nivel centimétrico. Excepcionalmente, se localizan niveles arcillosos oscuros ricos en restos de micro y macromamíferos. Las lutitas y limos se caracterizan por acompañarse de una gran cantidad de eflorescencias de epsomita, con presencia de nódulos de yeso aislados o coalescentes, y grandes venas de yeso fibroso. Localmente, se reconocen estructuras fibrosas y nodulares constituidas por mineralogía calcítica que simulan respectivamente venas de yeso fibroso y nódulos aislados de yeso. Los diques formados por calcita poseen una estructura interior de cristales fibrosos perpendiculares a la superficie de la vena, mientras que las estructuras nodulosas se componen de cristales fibroso-irradiados de calcita.

3. 4. DESCRIPCIÓN DE SUBUNIDADES DE UNIDAD INFERIOR

3. 4. 1. SUBUNIDAD DE LUTITAS Y LIMOS ROJOS CON NÓDULOS DE YESO (L_R-INF)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad encuentra su mejor representación en sectores diametralmente opuestos del sector de estudio según la dirección longitudinal de la cuenca, reflejando una importante característica apuntada anteriormente: la asimetría de los cinturones de facies sedimentarias como respuesta a un diferente comportamiento de los bordes de cuenca. Se distribuye formando una aureola discontinua alrededor de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior (Fig.3.9). En concreto, se localiza en el Noroeste del sector estudiado, al pie de la falda Sur de la Sierra de Armantes; en el sector occidental, se extiende aproximadamente entre los relieves con facies proximales de abanico aluvial de Ateca y la localidad de Terrer y, en menor medida, en el sector occidental, en las cercanías de la confluencia de la antigua carretera de Soria y la Nacional 234. De la misma forma, esta subunidad se encuentra representada bajo los materiales dolomíticos y margo-dolomíticos que forman los relieves de la Sierra de Armantes. También, en el Sureste del sector de estudio se encuentra formando la base de las series estratigráficas en el área delimitada por las localidades de Velilla, Morata, Fuentes de Jiloca, Olvés y Villafeliche.

En el valle del Río Jiloca, la información procedente de sondeos proporcionada por MYTA evidencia unos 100 m de facies de esta subunidad en las cercanías de la

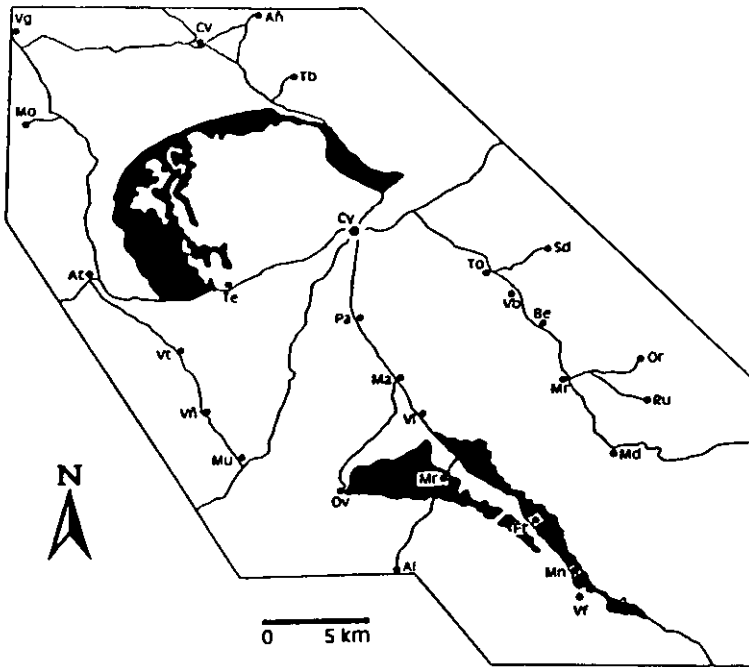


Figura 3. 9. Distribución geográfica de la Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (L_R -INF).

localidad de Olvés. Las potencias de afloramiento son altamente variables, oscilando desde los 20-25 m en Terrer hasta los 90 m de Fuentes de Jiloca. Por otra parte, en el valle del Río Perejiles, en sondeos de prospección realizados entre las localidades de Orera-Ruesca, en concreto alrededor del lugar de ubicación de la planta de tratamiento de sepiolita de MYTA, se han utilizado como nivel máximo de perforación, a unos 40-50 m de profundidad media, facies de abanico aluvial (arenas y limos y lutitas rojas) que se corresponden con términos de esta subunidad.

Descripción

Las litofacies que constituyen esta subunidad son básicamente lutitas y limos rojos con presencia de nódulos de yeso hacia los sectores más internos de la cuenca. Las descripciones de facies se han realizado en las secciones estratigráficas *SES-2*, *FTE*, *MON*, y *MDE*, donde por lo general ocupan la parte basal, exceptuando la primera de ellas. Los tramos de arcillas y limos se caracterizan por una estructura generalmente masiva, en ocasiones bioturbada, alcanzando potencias métricas con algunas intercalaciones de niveles centimétricos de gravas y/o arenas, que pueden encontrarse localmente cementadas por yeso poiquilotópico. Hacia el techo de esta subunidad, y por tanto de la Unidad Inferior, puede localizarse una creciente proporción de niveles dolomíticos bioturbados o con estructura fenestral que llegan a alcanzar hasta 2 m de potencia.

La subunidad se caracteriza por una abundante presencia de yeso nodular; sus morfologías son esféricas-subesféricas en encajantes lutíticos-limosos, encontrándose los nódulos dispersos y con tamaños centimétricos, si bien hacia áreas más internas de la cuenca en proximidad de facies salinas, el yeso nodular puede aumentar en diámetro, llegando incluso a organizarse en niveles continuos formados por nódulos coalescentes de yeso. Excepcionalmente, se pueden encontrar en canteras de las proximidades de la

localidad de Fuentes de Jiloca meganódulos de yeso alabastrinos de estructura fibroso-radiada con diámetros cercanos incluso a los 3 m (Collantes y Griffo, 1982).

Frecuentemente, se observan venas de yeso fibroso (*satinspar vein*) en asociación con el yeso nodular en encajantes lutíticos, siendo destacable su presencia en las cercanías de Terror y Velilla-Fuentes de Jiloca en forma de venas verticales-subverticales de hasta 5-7 cm de grosor que presentan gran continuidad. Por otra parte, la presencia de pequeñas venas de yeso fibroso horizontales o subhorizontales asociadas a niveles de discontinuidad entre tramos arcillosos constituye un rasgo muy común que se acentúa en relación con tramos de yeso laminado-nodular.

Hacia las áreas más internas de la cuenca, las facies lutíticas y limosas rojas pasan progresivamente a facies yesíferas, con un consiguiente enriquecimiento en niveles lutítico-margosos de color verde-grisáceo con presencia de finos niveles de magnesita y arcillas ricas en materia orgánica.

Relaciones con otras subunidades

Lateralmente hacia el centro de la cuenca, esta subunidad pasa rápidamente a la Subunidad de yesos laminado-nodulares Y_{LN-INT} , formada por facies de yeso secundario originado a partir de facies deposicionales anhidrítico-yesíferas y glauberíticas, mientras que hacia los márgenes de cuenca se pasa de forma gradual a facies arenosas y conglomeráticas, y en segundo término a brechas silíceas adosadas a los bordes (Lámina I).

Sus relaciones en la vertical son más complejas en función de la situación en la cuenca; por lo general se dispone en el sector de Armantes bajo la Subunidad de lutitas, limos y areniscas con calizas (LA_C-INT), la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas (DM_D-INT) y en el Sureste de la zona de estudio bajo la Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM-INT}), la Subunidad de margas dolomíticas con yeso laminado (M_D-INT), la Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB-INT}), y de nuevo la Subunidad de lutitas, limos y areniscas con calizas (LA_C-INT). Hacia los márgenes oriental y occidental de la cuenca, queda generalmente bajo la Subunidad de limos y lutitas grises-ocres (L_C-INF), o localmente (sector de Orera-Ruesca), bajo la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas (DM_D-INT).

El sector Oeste de la Sierra de Armantes constituye un excepcional paraje para la observación de las relaciones de facies de esta subunidad con las restantes (Lámina I), apreciándose un marcado cambio de facies entre lutitas y limos rojizos por una parte, y lutitas verdes y grises con yeso laminado-nodular por otra hacia el centro de la cuenca; además queda patente el cambio de facies hacia el Noroeste de la cuenca a facies terrígenas más groseras.

3. 4. 2. SUBUNIDAD DE LIMOS Y LUTITAS GRISES-OCRES (L_C-INF)

Localización y distribución de facies

Esta compleja subunidad se encuentra representada en áreas pertenecientes a los márgenes oriental y occidental de la cuenca, (Fig. 3.10) donde forma un estrecho cinturón de facies de unos cientos de metros de anchura. Sin embargo, no se localiza en la dirección longitudinal de la cuenca. En el margen occidental, se extiende aproximadamente desde la ubicación del yacimiento paleontológico de Ateca III (o la Autovía de Barcelona) formando una franja muy estrecha hasta la localidad de Munébrega. Por el contrario, en el sector oriental, la subunidad se encuentra representada por afloramientos aislados cercanos al área de Sediles y frente a Villalba de Perejiles.

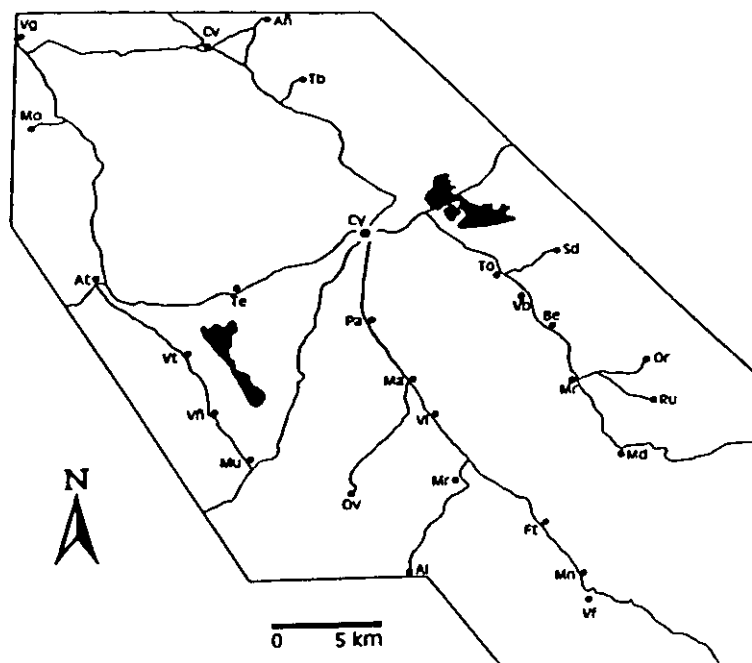


Figura 3. 10. Distribución geográfica de la Subunidad de limos y lutitas grises-ocres (L_C-INF).

Descripción

La potencia de afloramiento de esta subunidad resulta bastante reducida con valores que oscilan entre los 10-30 m, como queda patente en las secciones estratigráficas VÑA y SED, así como en la sección compuesta DEH, en las que se ha centrado el estudio sedimentológico. Esta subunidad se compone de arcillas y limos laminados de colores grises, ocre, anaranjados, amarillentos y violáceos que generalmente presentan una laminación muy bien marcada, con abundante presencia de restos vegetales flotados. La potencia de los niveles arcilloso-limosos puede alcanzar hasta 3 m, con intercalaciones de finos niveles tabulares centimétricos calcíticos, de color gris oscuro a negro, que engloban cristales de aragonito, que se presentan orientados de forma oblicua a la estratificación, formando una empalizada continua, o bien como esferulitos-agregados cristalinos aislados. Asociados a estos niveles, se encuentran frecuentemente rosetas de cristales lenticulares de yeso, así como

macrocristales lenticulares. De la misma forma, se distinguen venas de yeso fibroso usualmente con dirección horizontal a favor de las discontinuidades existentes entre los niveles arcillosos y limosos. Los afloramientos de esta subunidad se caracterizan por la abundante presencia de eflorescencias de epsomita en relación con pequeñas oquedades o abrigos en los taludes.

Esta subunidad se caracteriza por cambios laterales de facies muy rápidos; en la figura 3.11 se observa una sucesión de pequeñas columnas litoestratigráficas levantadas en el Barranco de las Dehesillas, en el margen occidental de cuenca, con niveles de correlación entre sí, hasta formar una sección compuesta. A lo largo del citado barranco, la serie sedimentaria presenta un buzamiento hacia el NE-E, y refleja la magnitud de los cambios de facies así como la alta variabilidad composicional en esta subunidad.

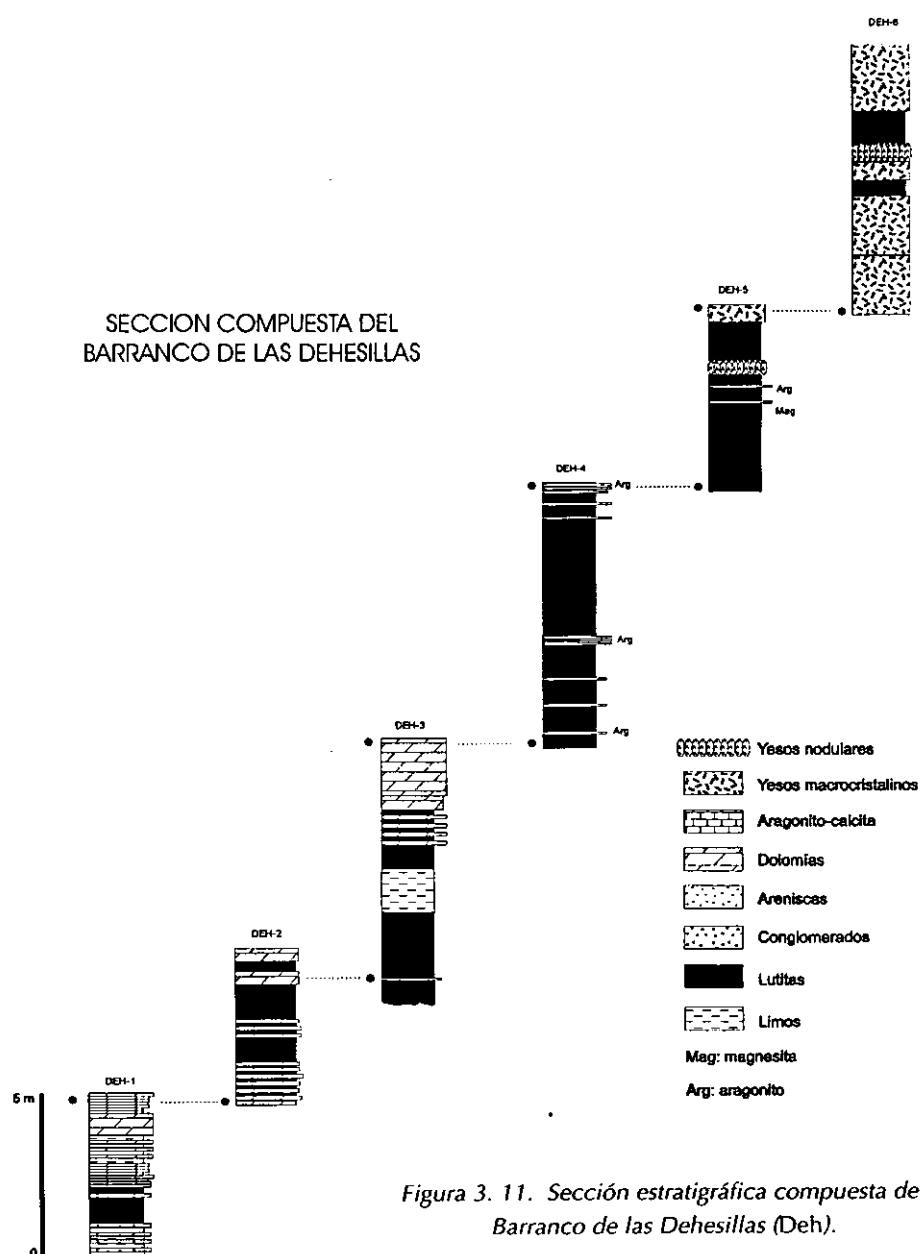


Figura 3. 11. Sección estratigráfica compuesta del Barranco de las Dehesillas (Deh).

La representación de esta subunidad, especialmente en el margen occidental de cuenca, entre las localidades de La Vilueña y Valtorres ha favorecido el estudio de los cambios de facies entre terrígenos-materiales de transición-evaporitas, cuya observación resulta difícil en gran parte de la cuenca.

Desde los bordes, las facies clásticas caracterizadas por brechas y conglomerados con escasa matriz gradan con rapidez hacia sectores más internos a los limos y lutitas grises y ocre, apareciendo como tránsito niveles arenoso-limosos (de hasta 50 cm) frecuentemente encostrados por carbonato (dolomita) con algunas pasadas conglomeráticas (Fig. 3.12). Los niveles arenoso-limosos enriquecidos en dolomita presentan colores blancos y grises, base irregular y techo plano, evidencias de bioturbación intensa inducida por raíces, y constituyen niveles favorables para la localización de restos de micro-macromamíferos. En este sentido, el yacimiento de Valtorres (De Bruijn, 1967) queda ubicado en materiales similares a los descritos, al igual que el yacimiento de La Vilueña, localizado durante las labores de prospección en este área, en un tramo de arcillas-margas negras de morfología lenticular de aproximadamente 1,5 m de potencia intercalado en una serie de niveles arenoso-dolomíticos. Estos yacimientos permiten datar en este sector las facies evaporíticas adyacentes de Unidad Inferior.

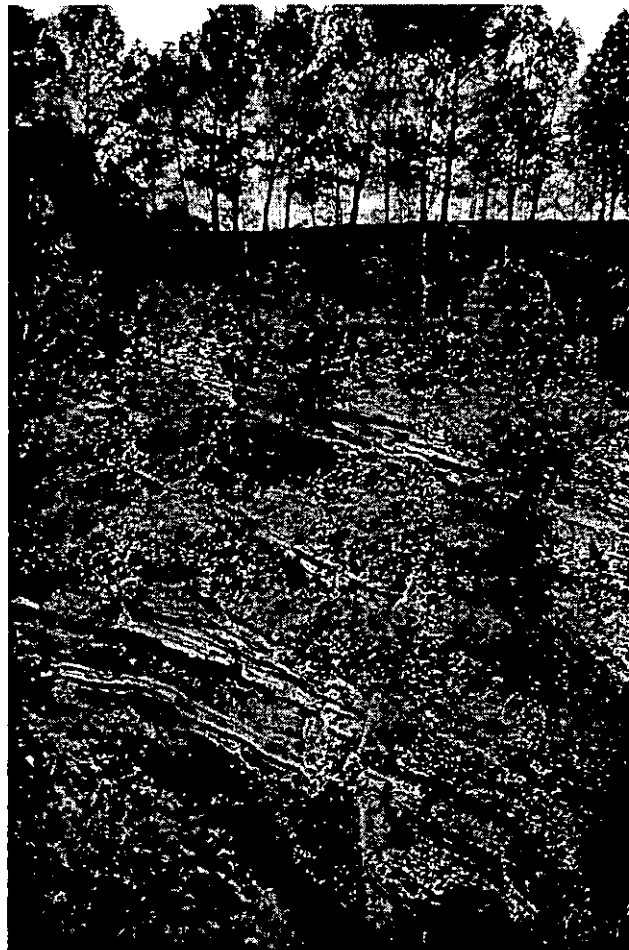


Figura 3.12. Niveles de arenas y limos cementados por dolomita con base irregular y techo plano.

Las facies de la Subunidad L_G-INF presentan una transición rápida y brusca hacia las facies yesíferas más internas de la cuenca (Lámina II.A), siendo remarcable la progresiva desaparición de los niveles encostrados por dolomita, que son sustituidos por los citados niveles centimétricos tabulares calcítico-aragoníticos. Usualmente asociados a la base de estos niveles, se encuentran laminaciones milimétricas de magnesita, margas magnesíticas, lutitas grises y negras (enriquecidas en materia orgánica) muy ricas en restos vegetales flotados. En concordancia con las estrechas franjas de facies descritas, la presencia de formaciones de yeso nodular es muy reducida, encontrándose pequeños

nódulos aislados de tamaño centimétrico o niveles de nódulos coalescentes que mantienen cierta continuidad.

Además, esta subunidad presenta una alta heterogeneidad a lo largo de los estrechos cinturones de facies en que se presenta; localmente, se observa una mejor representación de facies dolomíticas y dolomítico-margosas arenosas, unido a una escasez de los limos y lutitas grises y ocreos característicos de la subunidad

Relaciones con otras subunidades

Esta subunidad, hacia los márgenes de cuenca pasa a facies clásticas groseras, mientras que hacia áreas internas grada con prontitud a la Subunidad de yesos laminado-nodulares (Y_{LN} -INF), que comprende yesos nodulares, yeso macro y mesocristalino con estratificación difusa.

Las relaciones en la vertical con otras subunidades son complejas debido a la ausencia de afloramientos con un registro sedimentario completo; aún así, en el área de La Vilueña-Valtorres se registra una tendencia hacia la expansión de las facies evaporíticas de Y_{LN} -INF sobre las de esta subunidad. Se encuentra sobre la Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (L_R -INF). Por otra parte, en la localidad de Sediles, aparecen secciones de esta subunidad en estrecha relación con niveles de carbonato diagenético, más abundantes hacia techo, siendo coronada por carbonatos de la Subunidad de calizas palustres con gasterópodos (C_{PG} -INT), que constituye uno de los escasos niveles de correlación-referencia con el sector central de la cuenca.

3. 4. 3. SUBUNIDAD DE YESOS LAMINADO-NODULARES (Y_{LN} -INF)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad se encuentra básicamente representada en el sector Norte del área de estudio, en concreto entre el valle fluvial del Río Jalón y los relieves que forman la falda Sur de la Sierra de Armantes, extendiéndose en sentido transversal de la cuenca desde la localidad de Terror, hasta la carretera de Calatayud-Soria (N-234). Al Sur del Río Jalón, esta subunidad forma los tramos inferiores de las secuencias sedimentarias evaporíticas, con excepcionales afloramientos abiertos en taludes de la autovía Madrid-Barcelona. La marcada asimetría de los cinturones de facies se refleja en que su existencia hacia los márgenes occidental y oriental de la cuenca queda reducida a una franja de menor anchura y desarrollo que la existente en el sector de Armantes. Por último, en el SE de la cuenca, se encuentra formando la base de las secciones estratigráficas del sector comprendido entre Velilla-Morata de Jiloca y Mara (Fig. 3.13).

Descripción

El estudio sedimentológico de la subunidad se ha realizado básicamente en función de las secciones estratigráficas *SES-1*, *SES-2*, *FDP*, *VCT*, *ASR*, y *CER-2*, así como a partir de múltiples observaciones y secciones de detalle realizadas en la vertiente Sur de la Sierra de Arman-tes. Como apoyo fundamental para este estudio se han usado los sondeos de MYTA, si bien los testigos de los mismos no han podido ser obtenidos. Las máximas potencias de afloramiento de esta subunidad pueden alcanzar los 40 m en el sector de Arman-tes, si bien mediante los citados sondeos de prospección salina de MYTA se cortaron al menos unos 100 m de las facies más características de esta subunidad.

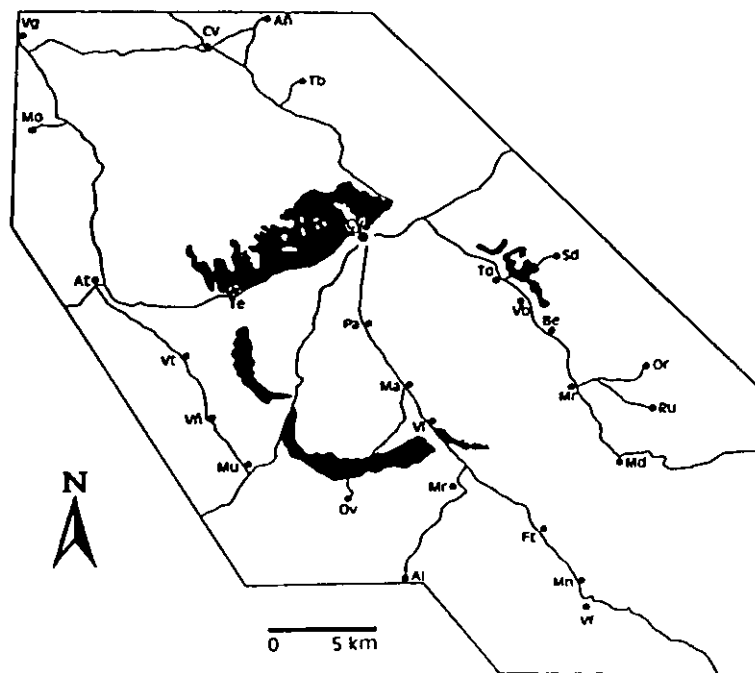


Figura 3. 13. Distribución geográfica de la Subunidad de yesos laminado-nodulares (Y_{LN-INF}).

Esta Subunidad se caracteriza por una gran complejidad debido a la gran variedad de litofacies presentes y a la importante impronta diagenética de una transformación a yeso secundario de las fases deposicionales sulfatadas. Estas últimas han podido ser identificadas como litofacies anhidríticas y glauberíticas gracias tanto a la observación petrográfica de láminas delgadas de yeso secundario, como al reconocimiento en campo de pseudomorfos de cristales de glauberita. En este sentido, los sondeos de MYTA confirman la existencia de glauberita y anhidrita e incluso thenardita bajo una cobertera poco potente de transformación a yeso secundario. Las litofacies de yeso secundario existentes en esta subunidad se componen principalmente de:

- a) Niveles continuos de yeso nodular de textura alabastrina (aislados, coalescentes, o masivos), cuya potencia puede variar entre 2-3 cm en niveles masivos alabastrinos o de yeso micronodular laminado, hasta más de 1 m de potencia en tramos con matriz lutítico-margosa magnesítica con gran desarrollo de nódulos de yeso aislados. En este último caso, pueden observarse gradaciones

verticales en el diámetro de nódulo desde tamaños comprendidos entre 1-2 cm hasta unos 50 cm. (Lámina II.B).

b) Tramos con yeso laminado mesocrystalino, con una potencia de lámina usualmente menor de 1 cm y que, presentan intercalaciones de arcillas, arcillas ricas en materia orgánica, margas magnesíticas y magnesita. Ocasionalmente, existen intercalaciones de niveles continuos de yeso nodular o gradaciones hacia tramos lutíticos con nódulos aislados de yeso.

c) Niveles continuos formados por agregados de cristales euhedrales-discoidales de yeso pseudomorfo de glauquerita incluidos en una matriz lutítica y/o magnesítica. Pueden estar formados por yeso macrocristalino o bien quedar asociados a niveles nodulares masivos alabastrinos.

Hacia los sectores externos de la cuenca, las litofacies yesíferas son sustituidas por tramos lutíticos verde-grisáceos bioturbados con nódulos aislados de yeso de pequeño tamaño (2-3 cm de diámetro) con venas de yeso fibroso (*satinspar vein*) en disposición vertical-subvertical atravesando todo el nivel, o en posición horizontal a favor de discontinuidades internas de la propia estratificación. Destaca la presencia de finos niveles magnesíticos que se intercalan con otros niveles lutíticos verdosos, grises, grises oscuros, y negros para formar sucesiones rítmicas de pocos cm de potencia que se relacionan con niveles yesíferos suprayacentes.

Relaciones con otras subunidades

Las relaciones de facies con otras subunidades vienen marcadas por la asimetría de los cinturones de facies; en la Sierra de Armantes, en sentido Norte y Noroeste-Noreste se encuentra el cambio de facies con la Subunidad de lutitas y limos rojos (L_R -INF) (ver Lámina I), mientras que en los sectores occidental y oriental de la cuenca se observa el cambio de facies con la Subunidad de limos y lutitas grises-ocres (L_G -INF), si bien puede existir cambio con la Subunidad L_R -INF en profundidad, bajo la primera. En ambos casos, sus relaciones hacia zonas centrales de la cuenca son en progresivo cambio de facies hacia la Subunidad de yesos laminados (Y_L -INF), que describiremos más adelante, y cuya discriminación puede resultar compleja.

Se carece de información suficiente sobre las relaciones en la vertical con otras subunidades infrayacentes; sin embargo, esta subunidad puede encontrarse bajo la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas (DM_D -INT) o la Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM} -INT). En sectores del margen occidental y oriental de la cuenca, se localiza bajo tramos poco importantes de la Subunidad de carbonatos laminados diagenéticos (C_{LD} -INT), donde se encuentra afectada por la superficie paleokárstica que utilizamos como un criterio fundamental de diferenciación de la Unidad Inferior y Unidad Intermedia.

3. 4. 4. SUBUNIDAD DE YESOS LAMINADOS (Y_L -INF)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad aparece fundamentalmente representada en áreas centrales de la cuenca; su extensión cubre aproximadamente desde el trazado de la carretera de Munébrega en el sector occidental hasta el curso del Río Perejiles en el sector oriental. Según la dirección longitudinal de la cuenca, se extiende desde unos 1,5-2 km al Sureste de Calatayud hasta las proximidades de Velilla de Jiloca y Villalba de Perejiles (Fig. 3.14).

Descripción

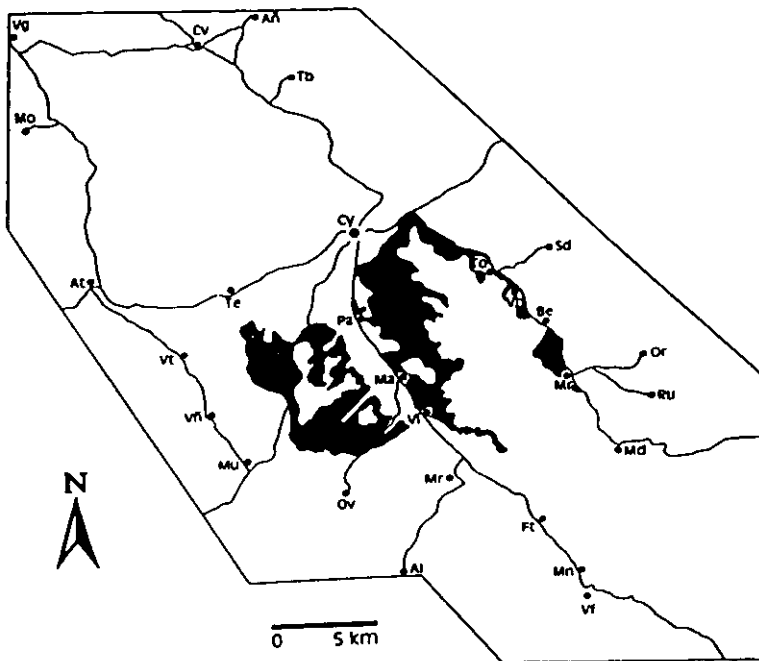


Figura 3. 14. Distribución geográfica de la Subunidad de yesos laminados (Y_L -INF).

El estudio sedimentológico se ha realizado a partir de las series estratigráficas de PCL, MAL, MOR, VEL-2, VLB-1 y VLB-2, además de múltiples observaciones del tránsito Unidad Inferior- Intermedia en la carretera de Munébrega, Valgalindo, Villalba de Perejiles, y Los Cerrillares. Las potencias máximas de esta subunidad se ubican en los sectores más centrales de la cuenca, en el Bloque Sur-Páramo, donde alcanzan entre 100 y 150 m, como en Torres, Villalba de Perejiles, o Maluenda.

La subunidad se caracteriza por monótonas secuencias de yeso laminado secundario afectadas por una extensa red de fracturas y fisuración vertical (Fig. 3.15 Lámina II.C). Mediante observación petrográfica en lámina delgada, se identifican en estas secuencias básicamente precursores anhidríticos y, en menor grado glauberíticos. Las láminas yesíferas alcanzan frecuentemente una potencia media de 1 cm, encontrándose separadas por finas láminas arcilloso-carbonáticas. Existen niveles de yeso micronodular con potencias comprendidas entre 1 y 4 cm, y generalmente, hacia la base de las secciones estratigráficas se reconocen niveles de 30-40 cm de potencia

constituidos por macrocristales de yeso de morfología tabular o pseudotabular de hasta 1,5 cm de longitud. Se encuentran frecuentemente eflorescencias de epsomita y yeso. Se localizan pequeñas superficies erosivas entre las diferentes láminas de yeso, además de *tepees* generados por competición en el crecimiento cristalino. Son frecuentes los *satinspar vein* en disposición horizontal interlaminados con otros términos de las secuencias.



Figura 3. 15. Aspecto de las secuencias de yeso laminado secundario (Subunidad de yesos laminados Y_L-INF) afectadas por una red de fracturación vertical-subvertical.

En los sectores más centrales de la cuenca, a escala macroscópica, existe una mayor abundancia en la base de las secciones de niveles de yeso macrocristalino, yeso micronodular, y pseudomorfo de glauberita que hacia el techo de las secciones. En general, se mantiene una homogeneidad de la estructura laminada del yeso, aunque a nivel microscópico, con un estudio petrográfico, se observa el tránsito en la vertical desde yesos laminados secundarios con pseudomorfos de anhidrita y glauberita hacia términos en que se observa una proporción creciente de morfologías de yeso primario frente a las de otras fases sulfatadas transformadas a yeso secundario, donde predomina fundamentalmente la anhidrita. Esta tendencia evolutiva aparece marcada aproximadamente en los últimos 50 m de la subunidad.

El techo de esta subunidad aparece frecuentemente afectada tanto en sectores centrales como hacia los márgenes de cuenca por la superficie paleokárstica que utilizamos como criterio de separación entre las Unidades Inferior e Intermedia. Las características de la discontinuidad, y el análisis de los materiales infrayacentes y suprayacentes a la superficie en cada sector de la cuenca, serán estudiadas en el capítulo 8.

Relaciones con otras subunidades

Esta Subunidad pasa hacia los márgenes de cuenca a la Subunidad de yesos laminado-nodulares (Y_{LN} -INF). Hacia el NO de la cuenca, este tránsito es progresivo pero, sin embargo, hacia el SE, resulta más rápido. De la misma forma, los cambios laterales de facies hacia los márgenes occidental y oriental de la misma subunidad son rápidos y bruscos en el espacio de unos centenares de metros siguiendo las pautas generales de cambio de facies en estas áreas.

Hacia el sector meridional del Bloque Sur-Páramo, en sentido SE, se reconoce el cambio de facies entre los tramos del techo de esta Subunidad (tramo final con pseudomorfo de anhidrita y una creciente proporción de morfologías de yeso primario) y la Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM} -INF).

El establecimiento de las relaciones con otras subunidades del Bloque Armantes-Norte se dificulta por la ausencia de registro sedimentario en el valle fluvial del Río Jalón. Consideramos que la correlación más probable es entre los materiales del techo de la Subunidad (Y_L -INF) y el tramo transicional entre la Unidad Inferior e Intermedia que se localiza en los relieves del Sur de la Sierra de Armantes.

Por otra parte, se desconocen las relaciones estratigráficas con cuerpos sedimentarios infrayacentes, pudiendo recurrirse a la información proporcionada por los citados sondeos profundos de prospección salina de Paracuellos y Cifuentes. En estos dos sondeos, se detectaron facies halítico-anhidríticas en profundidad tal como se ha indicado previamente.

3. 4. 5. SUBUNIDAD DE YESOS LAMINADOS CON MAGNESITA (Y_{LM} -INF).

Localización y distribución de facies

La subunidad se encuentra representada en una estrecha franja transversal en el Bloque Sur-Páramo, en el SE de la cuenca, en un área muy reducida que se extiende aproximadamente desde las localidades de Velilla de Jiloca y Belmonte de Gracián hasta 1,5-2 km en sentido SE. (Fig 3.16).

Descripción

El estudio sedimentológico ha sido realizado a partir de las secciones estratigráficas *BEL-2* y *MAR-2*. La potencia máxima de afloramiento de esta subunidad es de 16 m en la sección Mar-2 (Valle del Río Perejiles).

Se ha observado una convergencia entre el tipo de facies que caracteriza esta subunidad con el de la Subunidad de yesos laminados con magnesita de la Unidad

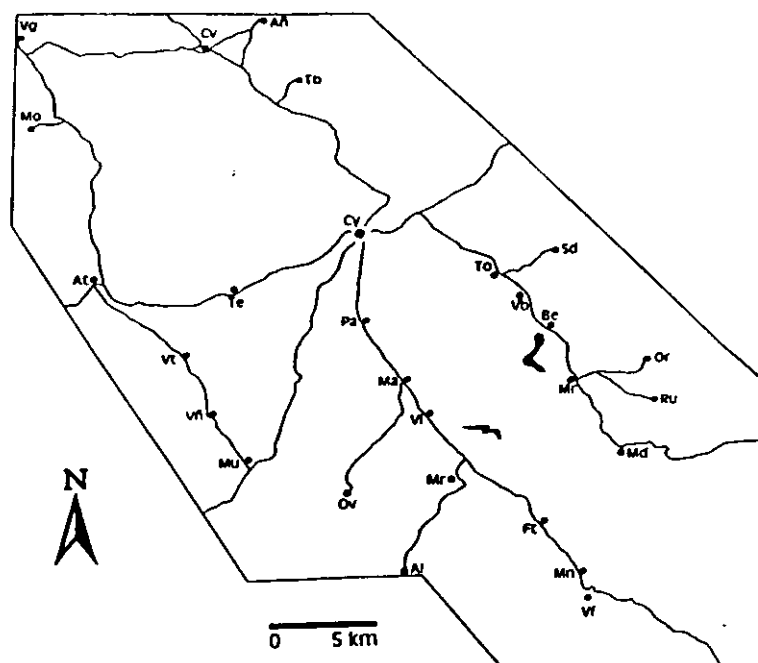


Figura 3. 16. Distribución geográfica de la Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM} -INF)

Intermedia (Y_{LM} -INT). Las facies de la subunidad consisten en bonitos depósitos muy laminados yesíferos-magnesíticos/lutíticos ordenados en secuencias muy finas estratocrecientes y muy bien definidas, con una potencia que oscila entre los 2-2.5 m (Fig. 3.17) Cada secuencia individual se compone de yeso laminado de carácter primario (yeso microselenita, lenticular, y detrítico) con intercalaciones de magnesita y/o arcillas de espesor variable desde pocos milímetros hasta 1-2 cm.

El yeso microselenita se presenta como costras cristalinas continuas con desarrollo de pliegues enterolíticos; el yeso detrítico posee un tamaño arena media a gruesa, presentándose como láminas aisladas con granoselección y estructuras de flujo. Como tendencia general dentro de cada secuencia, se puede distinguir un tramo inferior más potente que posee mayor abundancia de carbonato magnésico/arcillas interlaminadas, y un tramo superior formado esencialmente por costras microseleníticas (de hasta 2-3 cm de potencia) con porcentaje bastante menor de carbonato interlaminado. En ocasiones, se han localizado niveles nodulares de potencia métrica caracterizados por una disposición elongada vertical de los nódulos de yeso, además de una intensa presencia de huellas de raíces rellenas de magnesita.

La principal característica de esta subunidad es la marcada secuencialidad sedimentaria que permite la distinción de ciclos evaporíticos con una de potencia media de unos 2-2,5 m. Asimismo, esta secuencialidad queda patente en una gran parte de los sedimentos evaporíticos y carbonáticos de diferentes subunidades de Unidad Intermedia en el sector SE de cuenca.

Relaciones con otras subunidades

Esta subunidad, como gran parte de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior, se encuentra afectada a su techo por la superficie paleokárstica que utilizamos como criterio básico de diferenciación de las Unidades Inferior e Intermedia.

Sus únicas relaciones laterales son en cambio de facies hacia el NO de la cuenca con los tramos superiores de la Subunidad Y_L -INF.



Figura 3. 17. Aspecto de las secuencias estratocrecientes de 2-2.5 m de la Subunidad Y_{LM} -INF.

4. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD INTERMEDIA

4. 1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS FACIES EVAPORÍTICO-CARBONATADAS

La distribución espacial de los depósitos evaporítico-carbonáticos de Unidad Intermedia sobrepasa en gran parte la propia extensión de los depósitos evaporíticos de Unidad Inferior. Las facies carbonáticas (dolomías y calizas) se disponen de forma marginal en la unidad, mientras que los sectores más centrales están ocupados por facies evaporítico-carbonáticas (yeso laminado con magnesita-dolomita), carbonatos diagenéticos y calizas con gasterópodos.

Las facies de Unidad Intermedia se extienden por la práctica totalidad de la cuenca, quedando limitadas por los bordes actuales de cuenca. En el Bloque Norte-Armantes, las facies carbonáticas se extienden por toda la Sierra de Armantes y el área de Torralba de Ribota forman potentes sucesiones terrígeno-carbonáticas, que superan los 200 m de potencia, pero sin embargo, han sido eliminadas por erosión fluvial del Río Jalón al Sur de los relieves de la citada sierra. En los bloques Sur-Occidental y Oriental,

también los procesos erosivos y la tectónica han condicionado la mala conservación de las facies evaporítico-carbonáticas de la Unidad Intermedia y la parcialidad de afloramiento de las facies siliciclásticas marginales a éstas. En el Bloque Sur-Páramo, se localizan las facies con mayor influencia evaporítica de la Unidad Intermedia. En general, en los sectores centrales de este bloque se presentan los menores espesores de la unidad, cercanos a los 30 m, que constan de carbonatos diagenéticos y calizas con gasterópodos, mientras que en sectores más meridionales, la potencia de afloramiento aumenta hasta aproximadamente los 120 m de facies de yeso laminado primario con carbonato magnésico. Por último, en sentido SE de la cuenca, estas facies evaporítico/carbonáticas se relacionan en cambio lateral de facies muy espaciado con facies carbonáticas (calizas), y por último siliciclásticas, ya fuera de la zona de estudio. Este sector de la cuenca es muy representativo del conjunto de la unidad, ya que se conserva todos los cinturones de facies que no han quedado salvaguardados de la erosión en el resto de la cuenca.

4. 2. DESCRIPCIÓN DE SUBUNIDADES DE UNIDAD INTERMEDIA

4. 2. 1. SUBUNIDAD DE YESOS LAMINADOS CON MAGNESITA (Y_{LM-INT})

Localización y distribución de facies

La presente subunidad encuentra su representación en el interfluvio de los ríos Perejiles y Jiloca (Bloque Sur-Páramo), en el SE de la cuenca, en un área aproximadamente delimitada por las localidades de Morata de Jiloca y Mara, ocupando una estrecha franja transversal de una anchura de unos 3 Km. (Fig. 3.18.).

Descripción

El estudio sedimentológico ha sido llevado a cabo a partir de las secciones estrati-

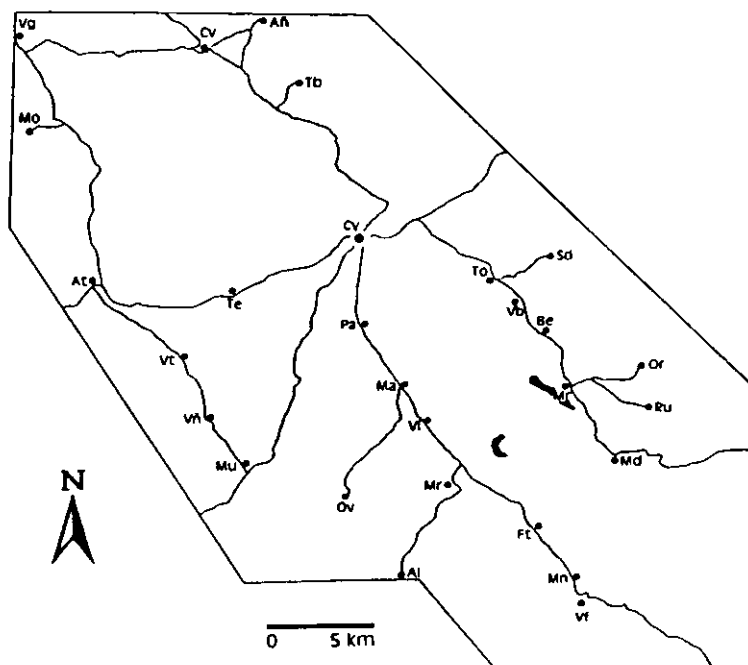


Figura 3. 18. Distribución geográfica de la Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM-INT})

gráficas *MOR*, *MAR-3*, *MAR-4* y *PEÑ*, además de numerosas observaciones de detalle realizadas en diversos afloramientos. La potencia de afloramiento de esta subunidad alcanza 20-30 m en la sección *Mor*, y en determinadas secciones, como *Mar-3*, las potencias son mayores, aunque su reconocimiento es más complejo debido a la fuerte impronta diagenética que poseen.

Básicamente, la descripción de estas facies es muy similar a la realizada para la Subunidad Y_{LM} -INF, ya que existe una convergencia en el tipo de facies, por lo que remitimos al lector a ese apartado.

La principal característica de esta subunidad es la marcada secuencialidad sedimentaria que permite la distinción de ciclos evaporíticos con una potencia media de unos 2-2,5 m, que en ocasiones es interrumpida por niveles complejos de paleosuelos desarrollados sobre substrato magnesítico con nódulos columnares de yeso.

Relaciones con otras subunidades

En el Bloque Sur-Páramo, esta subunidad se relaciona lateralmente hacia el NO con la Subunidad de calizas laminadas diagenéticas (C_{LD} -INT), mientras que hacia el SE pasa a la Subunidad de margas dolomíticas con yeso laminado (M_D -INT). No se conocen las relaciones directas con otras subunidades hacia los sectores oriental y occidental debido a la ausencia de afloramientos por erosión. Sin embargo, hacia el margen oriental (sector de Orera-Ruesca), la correlación directa más probable es con la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas (DM_D -INT).

La subunidad reposa sobre la Subunidad de yesos laminados de Unidad Inferior (Y_L -INF), entre las que existe una transición vertical gradual.

4. 2. 2. SUBUNIDAD DE MARGAS DOLOMÍTICAS CON YESO LAMINADO (M_D -INT).

Localización y distribución de facies

Esta subunidad se localiza solamente en un área muy limitada en el Sur de la cuenca en el interfluvio de los ríos Perejiles y Jiloca (Bloque Sur-Páramo), acotada aproximadamente por el Norte por una transversal trazada entre las localidades de Morata de Jiloca y Mara, y por el Sur por otra transversal entre Miedes y Fuentes de Jiloca (Fig. 3.19.). Además, solamente se ha localizado de forma significativa en el Bloque Sur-Occidental.

Descripción

El estudio sedimentológico de esta subunidad se ha fundamentado en las secciones estratigráficas MAR-3, MAR-4, PEÑ, VIC, MOR, y MDE realizadas en el Bloque Sur-Páramo y VDO en el Bloque Sur-Occidental. Por lo general, adopta una geometría en forma de cuña con aumento de potencia de afloramiento hacia el SE de la cuenca, alcanzándose los 20 m en el Valle del Río Jiloca, mientras que en el Valle del Río Perejiles se llegan a contabilizar más de 50 m.

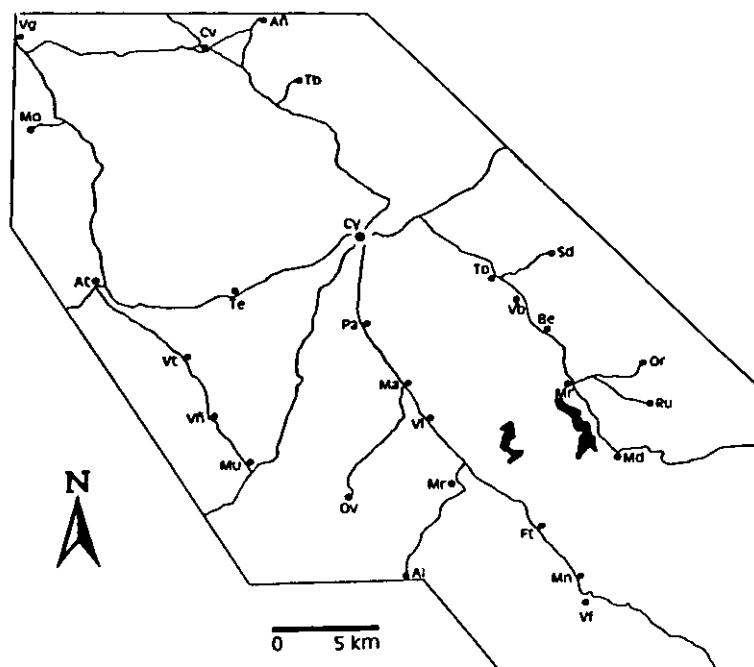


Figura 3. 19. Distribución geográfica de la Subunidad de margas dolomíticas con yeso laminado (M_D -INT)

Los materiales que integran esta subunidad son dolomías, margas dolomíticas y arcillas que se encuentran interlaminaadas con yeso lenticular, microselenítico y, en ocasiones yeso detrítico. Los niveles dolomíticos y margo-dolomíticos poseen potencias comprendidas entre los 10-15 cm; a su vez se encuentran subdivididos en tábulas o láminas que oscilan entre tamaños subcentimétricos hasta los 2-3 cm. Los carbonatos presentan colores blancos a grises en función del grado de pureza en dolomita y poseen abundantes restos vegetales flotados. Se intercalan con niveles de yeso lenticular y microselenita usualmente centimétricos. En la sección *Mor*, hacia el techo de la subunidad desaparecen progresivamente las costras microseleníticas quedando solamente finas láminas de yeso lenticular intercaladas con materiales dolomíticos y, en ocasiones, agregados de cristales de yeso lenticular (rosas del desierto), o grandes cristales lenticulares aislados en el encajante dolomítico, alcanzando hasta 50 cm de longitud. Por otra parte, también se han reconocido intercalaciones de niveles de yeso mesolenticular bioturbado de color blanco-crema, hacia el techo de la subunidad. Intercalados a espacios regulares, se han encontrado niveles con resalte, de 1-1,5 m de potencia, con gran abundancia de huellas de raíces, con rellenos de carbonato, cementación yesífera y grandes cristales de yeso lenticular. Estos niveles pueden ser localizados en otras subunidades adyacentes, pudiendo ser utilizados como niveles de correlación local.

Como rasgo significativo, hacia techo de la subunidad se encuentra un tramo que consta de menos de una decena de metros, en el que las litofacies yesíferas se encuentran disueltas, quedando solamente moldes cristalinos. Sobre este tramo, y en relación con la inmediata proximidad a techo de materiales de la Subunidad CB_{py}-INT, se encuentran pseudomorfos de yeso lenticular en calcita acaramelada, de color ámbar, que también puede encontrarse formando diques centimétricos de disposición preferente subvertical.

En la localidad de Mara (sección *Vic*), la subunidad presenta la máxima potencia a la vez que presenta algunos rasgos diferentes, encontrándose hacia la base de la sección una sucesión de dolomías y margas dolomíticas de color gris-verde con intercalaciones de niveles de yeso nodular, frecuentemente con una disposición elongada verticalmente. Del mismo modo, son frecuentes los agregados de cristales de yeso tipo rosa del desierto y los macrocristales de yeso, así como niveles dolomíticos tabulares (hasta 50 cm) duros y compactos de color ocre con cristales de yeso lenticular. En sentido SE de la cuenca, en la sección *Mde*, se localizan los equivalentes a las facies anteriormente descritas dando lugar a alternancias de margas dolomíticas y niveles dolomítico arenosos con alto grado de bioturbación por raíces, pero sin evidencias de relictos de yeso.

En el sector de Valgalindo (sección *Vdo*), lejos de los afloramientos del Bloque Sur-Páramo, las facies de la subunidad presentan una estructura laminada a nivel centimétrico muy similar a la existente en el sector central, aunque la ausencia de una continuidad adecuada para la conexión de ambos afloramientos impide establecer una relación directa. Estos materiales, de naturaleza carbonática, presentan generalmente un importante contenido en terrígenos (arcillas y limos) y restos vegetales flotados. Forman una sección de unos 20 m de potencia con una alternancia de magnesitas, dolomías y calizas, y materiales arcilloso-carbonatados con presencia ocasional de aragonito. La totalidad de la serie se encuentra afectada por procesos de calcitización parcial de los carbonatos magnésicos, habiendo sido disuelto el yeso lenticular interlaminado.

Relaciones con otras subunidades

Se dispone debajo de la Subunidad de calizas brechoides, calizas con pseudomorfos de yeso lenticular y calizas palustres (CB_{py}-INT) (Lámina III.A.), y sobre la Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (L_R-INF).

Lateralmente, hacia el NO, se relaciona en cambio de facies con la Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM}-INT). Este cambio de facies se presenta tendido y con bajo ángulo hacia el techo de las subunidades, pero es rápido y brusco en su parte basal. Los tramos de techo de la subunidad se relacionan lateralmente con la Subunidad de calizas laminadas diagenéticas (C_{LD}-INT). Las relaciones laterales de facies en sentido SE son dobles; en el Valle del Jiloca pasa lateralmente a la Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB}-INT). Este tránsito queda oculto debido a la existencia de un gran número de deslizamientos de ladera entre las localidades de Morata y Fuentes

de Jiloca; en el Valle del Perejiles, el tránsito es directo hacia facies rojas distales de abanico aluvial.

A modo de excepción, en el Bloque Sur-Occidental de la cuenca, a unos 4 km al Este de la localidad de La Vilueña (Valgalindo), los materiales que representan en ese área a la subunidad, quedan sobre superficie paleokárstica que les separa de la Subunidad de yesos laminados de Unidad Inferior (Y_L -INF). Como hemos descrito en párrafos anteriores, estos materiales se encuentran parcialmente calcitizados presentando leves diferencias con los del Bloque Sur-Páramo. En este sector, se relacionan lateralmente con la Subunidad de calizas laminadas diagenéticas (C_{LD} -INT).

4. 2. 3. SUBUNIDAD DE YESOS MESOLENTICULARES BIOTURBADOS (Y_{MB} -INT)

Localización y distribución de facies

La Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB} -INT) contiene las facies yesíferas sindeposicionales más meridionales de la Unidad Intermedia, formando una prolongación de la misma que puede ser continuada a lo largo de la margen derecha del valle del Jiloca, aproximadamente entre Morata de Jiloca y Villafeliche en el sector SE de la cuenca (Fig. 3.20.). No se han localizado las facies representativas de esta subunidad en los taludes del valle del Río Perejiles. Esta Subunidad sería en parte equivalente a la unidad yesífera marginal definida en Ortí *et al.* (1994) como *Yesos de Fuentes*.

Descripción

El estudio sedimentológico ha sido llevado a cabo principalmente en las secciones estratigráficas *FTE* y *MON*; además se han utilizado las secciones *MOR* y *PAJ* para la correlación directa y la observación de los cambios laterales de facies. En la columna

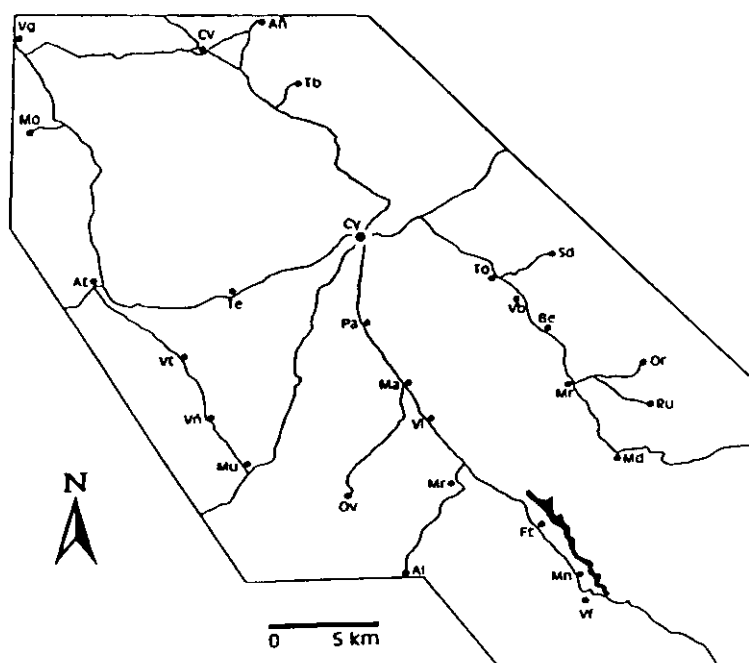


Figura 3. 20. Distribución geográfica de la Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB} -INT).

estratigráfica *Mor*, se localizan los primeros niveles de yeso mesolenticular bioturbado característico de la subunidad, que se encuentran intercalados con tramos de la Subunidad M_D -INT. Presenta su potencia máxima en Fuentes de Jiloca (algo más de 70 m), y disminuye desde este punto hasta los casi 50 m de Montón (Fig. 3.21). Desde esta localidad hacia el SE se produce el progresivo cambio a facies lutíticas y limosas rojas de abanico aluvial con niveles carbonáticos, desapareciendo a la altura de Villafeliche. La cartografía de esta subunidad resulta problemática ya que los procesos de fracturación, colapso, y deslizamientos de ladera existentes entre Morata y Fuentes de Jiloca han limitado al máximo las condiciones de afloramiento dejando opciones para su estudio tan sólo en la sección *Fte* y en las canteras de yeso de la sección *Mon*.

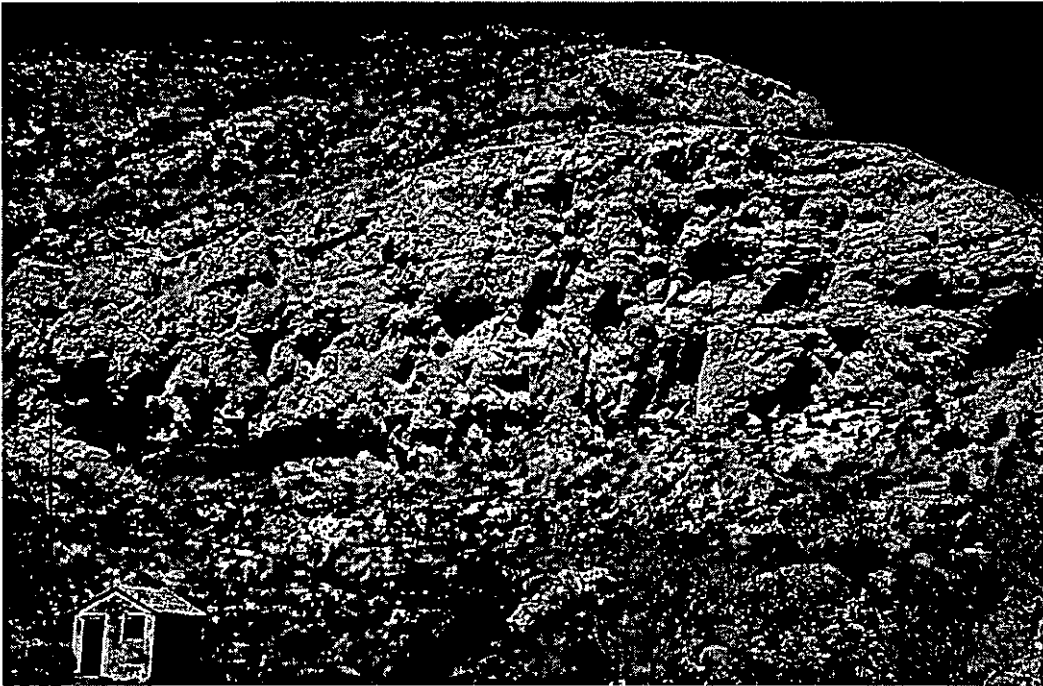


Figura 3. 21. Aspecto de la cantera de yeso de Montón (Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados Y_{MB} -INT).

El cuerpo principal de esta subunidad está constituido básicamente por litofacies de yeso mesolenticular bioturbado ordenado en tramos masivos de entre 2 y 5 m de potencia. Su color es blanco-crema y su aspecto es homogéneo con presencia común de nódulos de sílice (Lámina III.B). La intensa bioturbación queda plasmada en un denso entramado de estriotúbulos. Además de las litofacies yesíferas, existen litofacies carbonáticas que sirven de encajante para el crecimiento de yesos mesolenticulares, y que, a menudo, forman niveles de composición predominantemente calcárea. En relación con las litofacies carbonáticas que comprenden esta subunidad, se ha observado una diferente distribución del carbonato, quedando mineralogías preferentemente dolomíticas hacia el NO, y calcíticas, por el contrario, hacia el SE. Del mismo modo, se encuentran potencias de más de 10 m de yesos mesolenticulares pseudomorfizados por calcita a techo de las litofacies yesíferas inalteradas en Montón, así como la presencia hacia la

base de la subunidad de bancos de potencia métrica de yeso mesolenticular bioturbado (1,3-1,5 m) intercalados con lutitas rojas, carbonatos nodulosos y tobáceos (oncolíticos y caráceas).

Por otra parte, se ha reconocido en Montón, en unos niveles de margas negras-verdes yesificadas intercaladas en las litofacies de yeso mesolenticulares bioturbados, la existencia de un importante yacimiento paleontológico de micromamíferos (MN-6, Aragoniense Superior) que se ha convertido en un dato de gran importancia para la cronoestratigrafía de las principales unidades del Mioceno de la cuenca.

Relaciones con otras subunidades

Las relaciones de facies con otras subunidades son las siguientes: queda bajo la Subunidad de calizas brechoides, calizas con pseudomorfos de yeso lenticular y calizas palustres (CB_{py}-INT) y la Subunidad de calizas bioclásticas, palustres y tobas de caráceas (C_B-INT), y queda sobre la Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (L_R-INF).

Hacia el NO de la cuenca, se presenta en cambio lateral de facies con la Subunidad de margas_dolomíticas con yeso laminado (M_D-INT), mientras que en sentido SE se pasa a facies lutítico-limosas rojas de abanico aluvial con intercalaciones de carbonatos palustres y nodulosos.

4. 2. 4. SUBUNIDAD DE CALIZAS LAMINADAS DIAGENÉTICAS (C_{LD}-INT)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad se presenta fundamentalmente dentro del Bloque Sur-Páramo, desde la transversal Morata-Mara hacia el NO, llegando hasta la margen derecha de la vega del Río Jalón donde forman una serie de retazos de afloramiento discontinuo sobre las facies yesíferas. En el Bloque Norte-Armantes, se encuentran retazos de esta subunidad sobre los yesos de Unidad Inferior que se localizan entre la vertiente Sur de la Sierra de Armantes y el valle fluvial del Jalón. En los bloques Sur-Occidental y Sur-Oriental se extienden formando afloramientos discontinuos hasta muy cerca de los bordes actuales de cuenca (Fig. 3.22).

Descripción

El estudio sedimentológico de esta subunidad se ha realizado en numerosas secciones, siendo las principales las series FDP, VCT, VDO, VLB-(1-3), PBE, PCL, MAL, BEL (1-3), VEL-2, MAR-(1-2), CER-1 y SED.

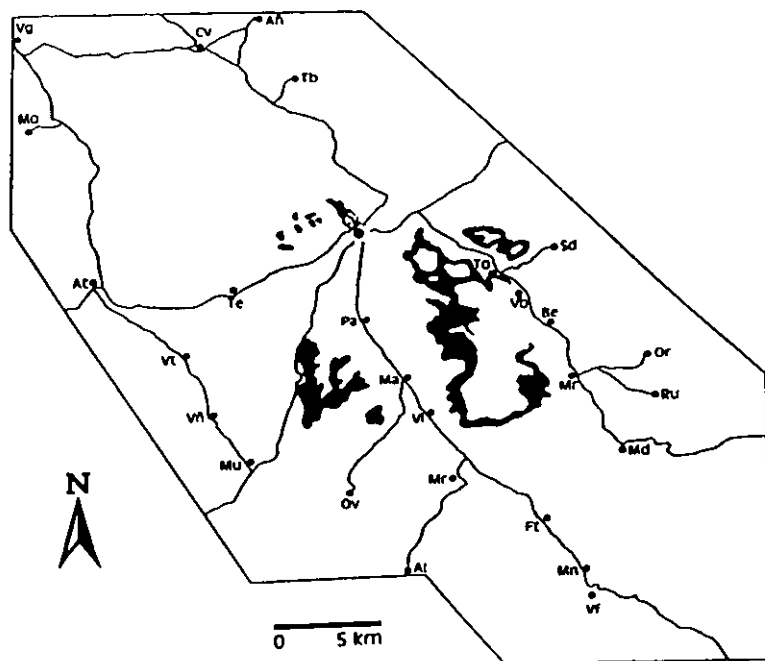


Figura 3. 22. Distribución geográfica de la Subunidad de calizas laminadas diagenéticas (C_{LD-INT}).

El sector comprendido entre la transversal Morata-Mara y aproximadamente Velilla de Jiloca-Belmonte de Gracián acumula enormes potencias de carbonatos diagenéticos (mayoritariamente laminados, aunque también con texturas brechoideas hacia techo) que alcanzan máximos de 55-60 m (ver isópacas del Anexo). Desde ese área hacia el NO, las potencias disminuyen de forma considerable hasta los 5 m en sectores próximos a Villalba de Perejiles o Torres.

Entre el valle fluvial del Río Jalón y Velilla de Jiloca (Valle del Jiloca)-Belmonte de Gracián (Valle del Perejiles) y en los márgenes occidental y oriental de la cuenca, los afloramientos son en multitud de ocasiones puntuales, aislados y dispersos, con potencias que normalmente no superan los 20 m, siendo éstas menores en el Bloque Sur-Páramo (5-15 m). En el Bloque Norte-Armantes, la potencia de la subunidad oscila entre 5-7 m, en afloramientos igualmente puntuales.

Las facies más típicas de esta subunidad son calizas de color ocre-pardo con una fina laminación (milimétrica a centimétrica), con moldes y pseudomorfos de yeso, tanto de cristales lenticulares como de costras microseleníticas. Se encuentran con frecuencia *slumps*, así como brechas de *slump* en los materiales de la subunidad (Lámina III.C). El contenido en terrígenos es cada vez más importante hacia el techo de esta subunidad, así como hacia los márgenes de cuenca.

En los bloques Sur-Occidental y Sur-Oriental de la cuenca, permanece por lo general el carácter laminado, aunque en ocasiones puede perderse parcialmente para ser sustituido por texturas clásticas y microbrechoideas.

El rasgo principal de las facies de esta subunidad es su carácter diagenético, a partir de una transformación de facies primarias evaporítico/carbonáticas, lo cual será objeto de estudio en el capítulo 7.

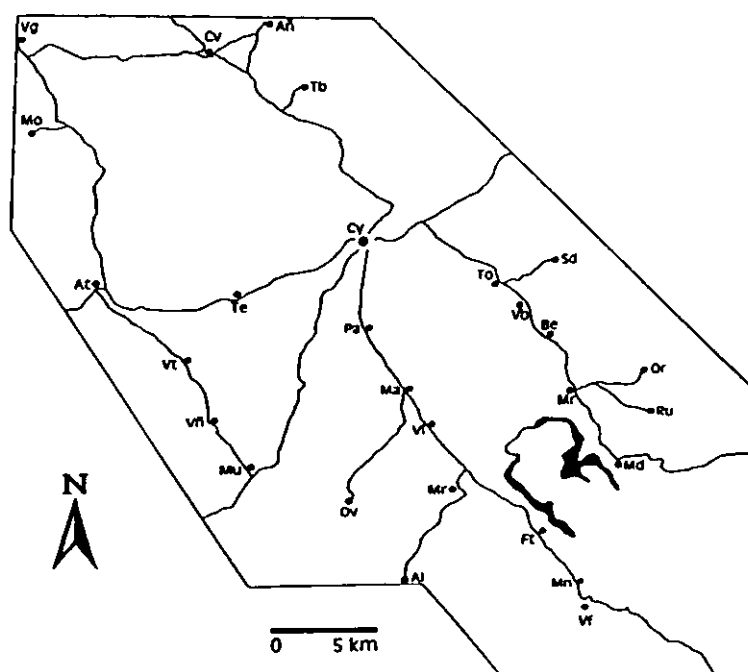
Relaciones con otras subunidades

Sus relaciones con otras subunidades pueden resultar complejas; como característica fundamental, los cuerpos de carbonatos laminados diagenéticos siempre se encuentran sobre una superficie de paleokarstificación desarrollada sobre materiales evaporíticos de las subunidades Y_{LN} -INF, Y_L -INF, o Y_{LM} -INF. Lateralmente, se relacionan con materiales de la Subunidad Y_{LM} -INT y M_D -INT, que constituyen las facies deposicionales y precursoras de los carbonatos diagenéticos. Por otra parte, hacia los bordes de la cuenca, las relaciones laterales también son complejas, ya que en multitud de casos existe una ausencia de afloramientos debido a la erosión. Generalmente, se encuentran a techo de los materiales terrígenos de la Subunidad de limos y lutitas grises-ocres (L_G -INF), como se puede observar en la localidad de Sediles, sin que pueda distinguirse discontinuidad alguna entre ambas subunidades.

4. 2. 5. SUBUNIDAD DE CALIZAS BRECHOIDES, CALIZAS CON PSEUDOMORFOS DE YESO LENTICULAR Y CALIZAS PALUSTRES (CB_{PY} -INT)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad se localiza sólo al Sur del Río Jalón, en el interfluvio de los Ríos Jiloca y Perejiles (Bloque Sur-Páramo), en un sector limitado al Norte por una transversal entre La Loma del Morrón y el Barranco de Juan Seca (entre Mara y Belmonte de Gracián) y al Sur por las localidades de Miedes y Fuentes de Jiloca (Fig. 3.23).



Descripción

Los estudios sedimentológicos de esta subunidad se han basado en las secciones estrati-

Figura 3. 23. Distribución geográfica de la ya mítica Subunidad de calizas brechoides, calizas con pseudomorfos de yeso lenticular, y calizas palustres (CB_{PY} -INT)

gráficas *VEL-2*, *MAR-4*, *MOR*, *FTE* en el valle del Jiloca, y *MAR-3*, *VIC* y *MDE* en el valle del Perejiles, que son representativas de todas las facies características de la subunidad.

Las potencias de afloramiento de la subunidad aumentan hacia el SE de la cuenca, definiendo una morfología de cuña, oscilando entre los 20 y los 45 m máximos en Fuentes de Jiloca (Fig. 3.24). Las facies de esta subunidad se componen básicamente de niveles calizos brechoideos que alternan con calizas masivas tabulares y laminadas (Fig. 3.25). Se han identificado abundantes texturas de dedolomitización, con relictos de los precursores, y moldes de agregados de macrocristales de yeso lenticular en relación con los niveles brechoideos; también se localizan niveles calcíticos tabulares o con fina laminación marcada usualmente por pseudomorfos de costras y sucesiones de yeso lenticular, en los que igualmente se reconocen texturas de dedolomitización. Los niveles calcáreos masivos se corresponden con calizas palustres recrystalizadas, bioturbadas y con gasterópodos. En sentido SE de la cuenca, se pierden las evidencias de pseudomorfos de yeso, siendo sustituidos por una proporción creciente de calizas palustres y tobas de caráceas que marcan el cambio de facies con la Subunidad *C_B-INT*.

Relaciones con otras subunidades

Las relaciones de facies con otras subunidades son múltiples en el Bloque Sur-Páramo pudiendo quedar sobre las subunidades *C_{LD}-INT* (Lámina III.C), *Y_{LM}-INT*, *M_D-INT*, y *Y_{MB}-INT* (Lámina III.D). En todos los casos, queda debajo de la Subunidad de lutitas y limos rojos con conglomerados silíceos y oncolíticos (*L_R-SUP*).

Finalmente, sus relaciones laterales dentro del mismo Bloque Sur-Páramo son hacia el NO con la Subunidad de carbonatos laminados diagenéticos *C_{LD}-INT*, mientras que hacia el SE, la subunidad pasa lateralmente a la Subunidad de calizas bioclásticas, palustres y tobas de caráceas (*C_B-INT*). Se desconocen las relaciones de facies con otras subunidades en los bloques Sur-Oriental y Sur-Occidental.

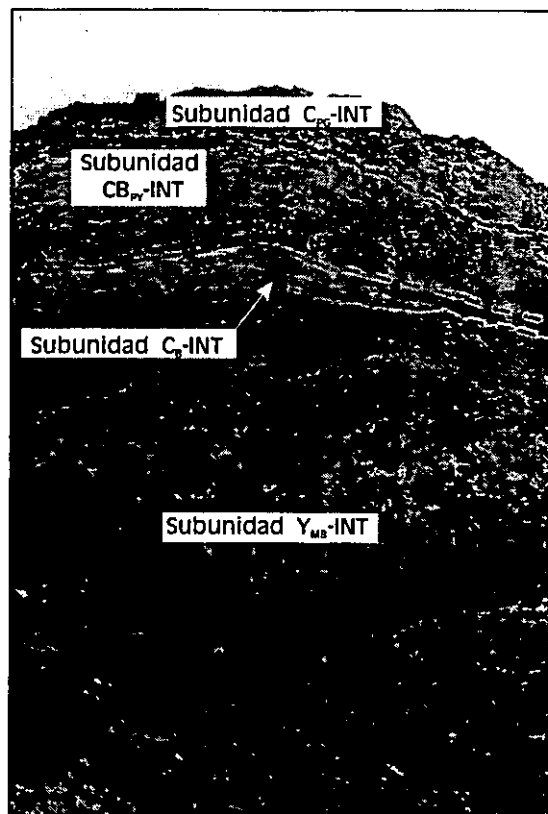


Figura 3. 24. Aspecto de la Subunidad *C_{Bpy}-INT* en las cercanías de la localidad de Fuentes de Jiloca formando los tramos centrales del farallón rocoso dominado por estructuras brechoideas.

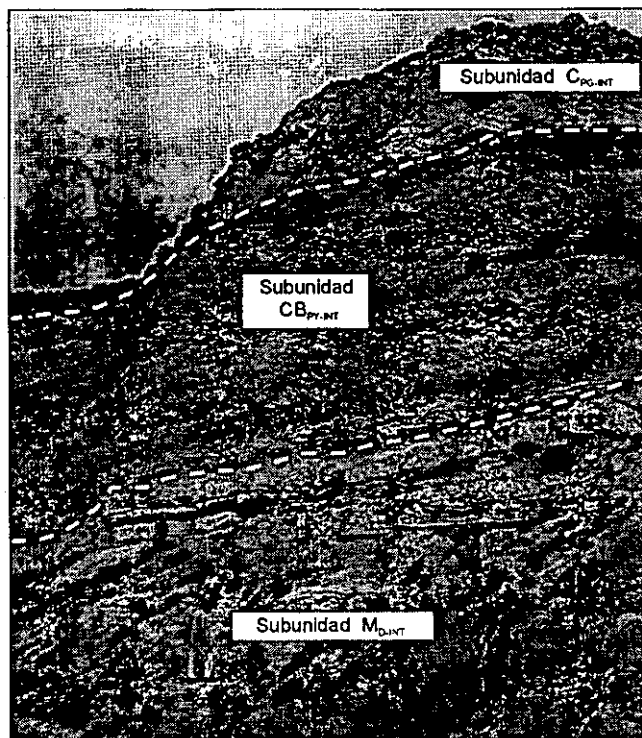


Figura 3. 25. Aspecto de la Subunidad CB_{PY-INT} en la sección estratigráfica Mor.

4. 2. 6. SUBUNIDAD DE CALIZAS BIOCLÁSTICAS, PALUSTRES Y TOBAS DE CARÁCEAS (C_B-INT)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad se reconoce en el interfluvio de los ríos Jiloca y Perejiles (Bloque Sur-Páramo), en el sector meridional del área de estudio, apareciendo aproximadamente desde una transversal trazada entre las localidades de Fuentes de Jiloca y Mara hasta el límite meridional del sector de estudio (Fig. 3.26), con una mejor representación en el valle del Jiloca. No se ha encontrado representada en los bloques Sur-Occidental y Oriental.

Descripción

El estudio sedimentológico de esta subunidad se ha realizado básicamente en función de las series estratigráficas realizadas en el valle fluvial del Jiloca (FTE, MON, y PAJ) y la sección MDE en el Valle del Perejiles. La geometría general de esta subunidad es en cuña, aumentando su potencia en sentido SE de la cuenca. Desde el sector de

Fuentes de Jiloca, donde se encuentra el cambio de facies con la Subunidad CB_{py}-INT, la potencia de afloramiento oscila entre 65 m (sección *Mon*), y unos 100 m cerca del límite Sur del área de estudio (sección *Pa*).

La subunidad se caracteriza por una alta variabilidad de litofacies, que describimos desde el NO a SE de cuenca:

En Fuentes de Jiloca (sección *Fte*), los niveles de la base de esta subunidad son carbonatos tabulares de color ocre-beige de 10 cm de potencia con pequeñas

intercalaciones margosas, de textura granuda, porosa, pulverulenta, y huellas de raíces. Son fundamentalmente calizas bioclásticas formadas por gasterópodos, ostrácodos, caráceas, y formaciones tobáceas algales en las que los componentes se presentan normalmente fragmentados, con un mayor grado de recristalización hacia el el techo de la subunidad. Se observa la existencia de niveles de sílex de poca entidad, en ocasiones centimétricos e irregulares.

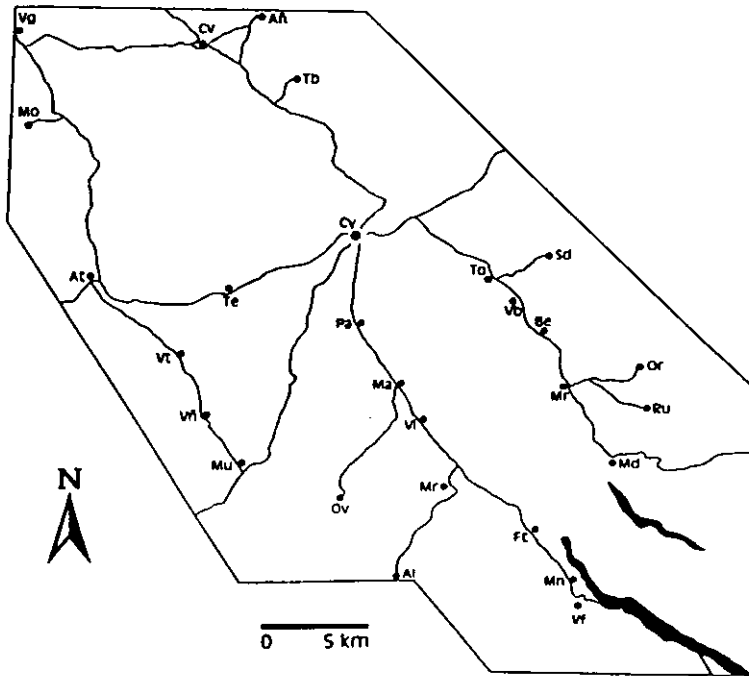


Figura 3. 26. Distribución geográfica de la Subunidad de calizas bioclásticas, palustres y tobas de caráceas (CB-INT)

En Montón (sección *Mon*), los niveles carbonáticos son más potentes (0,2-0,5 m) y están separados por margas blancas laminadas. Los niveles presentan morfologías irregulares y sinuosas, aunque son comunes las geometrías en forma de canal muy laxo que se rellenan con carbonatos nodulosos, y muestran estructuras de acreción lateral. Presentan laminación paralela difusa y en ocasiones ripples de corriente, bioturbación, así como niveles de sílex asociadas a niveles con abundantes huellas de raíces. Las texturas carbonáticas micríticas se encuentran a menudo recristalizadas, reconociéndose comúnmente texturas tobáceas pertenecientes a tobas de caráceas, o biomicritas con gasterópodos.

En la serie *Paj*, los niveles carbonáticos presentan alta variabilidad morfológica, con geometrías tabulares, irregulares, o canalizadas. La potencia media de los niveles es de unos 0,5 m y se encuentran intercalados por margas. Las texturas son usualmente muy heterogéneas, brechoideas, bioturbadas y frecuentemente con alto grado de recristalización, siendo similares a las de Montón, aunque con mayor abundancia de rasgos edáficos.

Como nivel de referencia, a techo de la presente subunidad, y en general a techo de Unidad Intermedia en el sector meridional de cuenca, se encuentra un carbonato noduloso de colores amarillentos, ocre y blanquecinos, de una potencia media de unos 3 m, que se presenta de forma continua lateralmente en una gran parte de los sectores meridionales de la cuenca (Lámina IV.A). Este nivel calcáreo de caliza se encuentra recristalizado, enriquecido en terrígenos y, en ocasiones, se reconocen oncoides de morfología esférica y diámetro no superior a los 3 cm.

Relaciones con otras subunidades

Esta subunidad se relaciona lateralmente hacia el NO con la Subunidad de calizas brechoideas con pseudomorfos de yeso lenticular y calizas palustres (CB_{py}-INT), quedando aproximadamente el cambio de facies entre las localidades de Fuentes de Jiloca y Montón. Hacia el SE cambia lateralmente a facies rojas de abanicos aluviales distales que quedan fuera del sector estudiado.

Por otra parte, yace sobre la Subunidad Y_{MB}-INT en el SE, mientras que queda bajo las facies de la Subunidad de lutitas y limos rojos con conglomerados silíceos y oncolíticos (L_R-SUP).

4. 2. 7. SUBUNIDAD DE DOLOMÍAS Y MARGAS DOLOMÍTICAS (DM_D-INT)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad queda especialmente representada en el Bloque Norte-Armantes, formando parte de la vertiente Sur de la Sierra de Armantes; así, se extiende desde las estribaciones occidentales de la citada sierra hasta su sector más oriental, prolongándose hasta el área de Torralba de Ribota, en la margen izquierda del Río Ribota. Sin embargo, esta subunidad también aflora, aunque de forma discontinua en el margen oriental de la cuenca, desde Los Arcos hasta la localidad de Miedes o en el margen occidental, en el sector de Munébrega (Fig. 3.27).

Descripción

El estudio sedimentológico de esta subunidad se ha fundamentado en las columnas estratigráficas de la Sierra de Armantes y Torralba de Ribota como son las

secciones *TRB*, *CIG*, *CRS*, *ARC*, *SES-2*, *SED* y *ORE*, además de múltiples observaciones realizadas en el margen oriental de la cuenca. Las litofacies que componen esta subunidad son básicamente niveles dolomíticos que alternan con niveles margoso-dolomíticos y arcillas. Queda de manifiesto la tendencia a un enriquecimiento progresivo en el porcentaje de terrígenos en las dolomías hacia los márgenes de cuenca, pasando finalmente a niveles arenoso-limosos cementados con dolomita; estas facies también han sido agrupadas dentro de esta subunidad.

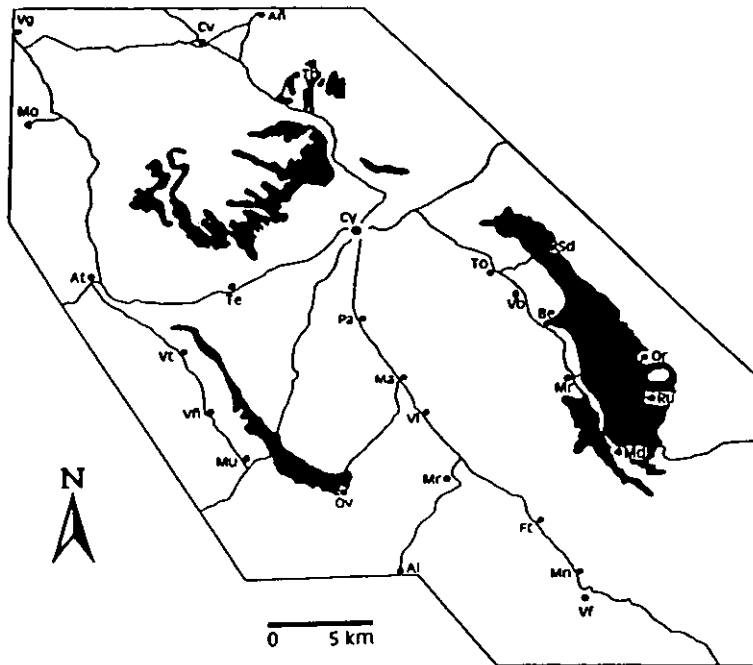


Figura 3. 27. Distribución geográfica de la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas (D_{MD-INT})

En el sector de Torralba de Ribota, en el borde oriental del Bloque Norte-Armantes, se observa una sedimentación grosera integrada por brechas discordantes sobre materiales cámbricos que pasan lateralmente de forma muy rápida hacia el centro de la cuenca a facies arenosas y conglomeráticas, y posteriormente a una serie margo-calcárea (dolomítica) con frecuente bioturbación de raíces, y procesos de hidromorfismo en margas y lutitas (sección *Trb*). Frecuentemente y en asociación con los niveles más calcáreos, se han encontrado esquirlas

óseas y restos de macro-micromamíferos. De Bruijn (1967) describe cuatro yacimientos, denominados Torralba I-IV, que junto con el yacimiento Torralba V de Boné *et al.* (1980), proporcionan faunas propias del Aragoniense Medio (MN4). La sección *Trb*, con un total de 80 m, representa hacia su parte inferior la transición entre materiales terrígenos groseros adyacentes al borde de cuenca y los materiales de naturaleza dolomítico-margosa, y dolomítico-arenosa que caracterizan esta subunidad, mientras que hacia su techo se localizan las facies más típicas de la subunidad.

La zona de transición, en la mitad inferior de la sección (aproximadamente 37 m), consta de materiales de naturaleza mixta constituidos por areniscas calcáreas (dolomíticas) que se intercalan con limos y lutitas rojas. Las capas de arenisca, de grano fino a medio, presentan potencias muy variables entre 25-150 cm, con bases y techos

irregulares, con nodulizaciones y huellas de raíces. Los tramos limoso-lutíticos presentan mayor potencia dentro de la serie, siendo masivos, sin estructura, con frecuentes rizotúbulos, marmorizaciones, y tramos margoso-dolomíticos de color verde-gris; estos últimos se presentan como niveles con una potencia media de 50 cm, base y techo planoparalelos, colores blancos, texturas pulverulentas, y ocasionalmente restos de gasterópodos. Este tramo inferior presenta similitudes evidentes con la serie *Arc*, que como la anterior es adyacente a las facies terrígenas más groseras adyacentes a los bordes de cuenca, con las que presenta rápido cambio lateral de facies, caracterizándose por algo más de 35 m de niveles de areniscas dolomíticas muy irregulares de potencia media 50 cm, con acuñamientos frecuentes y huellas de raíces, que se intercalan con tramos de limos verdes y grises.

La mitad superior de la sección *Trb* presenta una composición general mucho más carbonatada, con niveles dolomíticos e intercalaciones de margas blancas y rosadas, siendo representativa del conjunto de la subunidad. Aquí, las dolomías se ordenan en niveles de una potencia entre 1,5-2,5 m, en los que pueden diferenciarse subniveles de morfología irregular. Presentan frecuente laminación de carácter fenestral, así como texturas brechoideas, pseudomicrokarst, huellas de raíces, acumulaciones locales de óxidos de hierro, grietas de retracción, y restos de gasterópodos. Se observa una recristalización parcial de los niveles dolomíticos de techo. El contenido en terrígenos es muy reducido, oscilando entre el 1-5%.

Las secciones realizadas en sectores más internos de la cuenca (*Ses-2*, *Crs*), en las vertientes Sur y Este de la Sierra de Armantes, reflejan los mejores afloramientos de esta subunidad. La influencia de los aportes siliciclásticos es bastante menor. La serie *Ses-2*, con algo más de 140 m, se levantó en el sector más occidental de la Sierra de Armantes, constituyendo un punto importante de estudio ya que muestra un significativo cambio litológico entre las facies evaporíticas de Unidad Inferior y facies dolomíticas de Unidad Intermedia. Las facies de esta subunidad ocupan aproximadamente la mitad superior de la sección (los últimos 70 m) (Fig. 3.28). Los niveles dolomíticos, de color blanco-grisáceo, lateralmente continuos con potencias que oscilan entre 0,5-1,5 m presentan intercalaciones margosas y niveles de areniscas. Las morfologías que describen estos niveles se asemejan a grandes cuerpos lensoiales de techo bien definido y recto, pero de base sinuosa y alabeada. Estos niveles presentan una textura porosa con una laminación fenestral milimétrica que se ordena en tábulas de hasta 2 cm. Es frecuente encontrar cantos blandos margoso-lutíticos, así como una microbrechificación intensa asociada con huellas de raíces, pudiendo quedar los componentes de la brecha incipientemente cementados. Se reconocen también concentraciones de óxidos de hierro ligados especialmente a los materiales brechificados. En las series *Crs* y *Vcñ*, las laminaciones se encuentran ocasionalmente deformadas presentando antiformal (pseudoanticlinales) de pequeña entidad y orden centimétrico (10-15 cm de alto) que se atenúan hacia el techo de los niveles, y que localmente alcanzan hasta 1,2 m de altura (Sanz-Rubio et al., 1995).

En el área de Olera-Ruesca, y concretamente en las inmediaciones de la primera de las localidades, las secuencias sedimentarias adyacentes a las facies terrígenas del margen de cuenca quedan integradas por niveles dolomíticos masivos o arenoso-limosos, con laminación fenestral, bioturbados, y potencia de hasta 1 m, que presentan a intervalos irregulares estructuras pseudoanticlinales (morfológicamente *tepees*) similares a los descritos en la Sierra de Armantes. Los niveles quedan intercalados con arcillas y margas dolomíticas fuertemente bioturbadas, y pasan en el espacio de unos centenares de metros a facies características de la Subunidad de lutitas y margas dolomíticas bioturbadas (LM_{DB-INT}) (Lámina IV.B). De la misma forma, hacia el Oeste, a menor cota, en las cortas de la mina de sepiolita de MYTA, así como en subsuelo, se han reconocido facies de esta subunidad formadas por una alternancia de niveles dolomíticos y margo-dolomíticos de potencia entre 0.5-1 m que se caracterizan por la existencia de niveles enriquecidos en sepiolita.



Figura 3. 28. Aspecto de la Sección Ses-2, en el sector más occidental de la Sierra de Armantes. Las facies de la Subunidad DM_D-INT ocupan aproximadamente la mitad superior de la sección (los últimos 70 m).

Relaciones con otras subunidades

Estratigráficamente, yace sobre facies de la Subunidad de limos y lutitas rojas con nódulos de yeso (L_R-INF), la Subunidad de yeso laminado-nodular de Unidad Inferior (Y_{LN}-INF), y de forma muy local, la Subunidad de limos y lutitas grises-ocres con aragonito (L_G-INF).

Lateralmente, se caracteriza por un paso transicional hacia los márgenes de cuenca a facies terrígenas groseras, y que es posible reconocer en todo el margen oriental de la cuenca, desde Torralba de Ribota hasta Miedes. Hacia el NO de la Sierra de Armantes, se produce el cambio de facies con la Subunidad de lutitas, limos y areniscas

con calizas (LA_C-INT). Para el estudio de las relaciones de facies con esta última subunidad, el sector SO-O de la Sierra de Armantes presenta afloramientos de excelente calidad (Fig. 3.29). Este cambio de facies consiste en un paso transicional en sentido NO desde materiales dolomíticos y margoso dolomíticos a una sucesión de lutitas y limos rojos con niveles calizos intercalados.



Figura 3. 29. Sector SO-O de la Sierra de Armantes.

Las relaciones de facies hacia las partes más centrales de la cuenca son complejas ya que entre el Bloque Norte-Armantes y los sectores que quedan al Sur del Río Jalón, existe un importante vacío erosional. La correlación directa entre ambos lados del Río Jalón no es posible, ya que se carece de un nivel de correlación o referencia adecuado.

Localmente, en la zona de Orera-Ruesca, las facies dolomíticas que dominan la subunidad gradan hacia sectores más centrales a una sedimentación fina terrígena característica de la Subunidad de lutitas y margas dolomíticas bioturbadas (LM_{DB}-INT), y a su vez parecen relacionarse hacia los sectores de Bloque Sur-Páramo con la Subunidad de yesos laminados con magnesita (Y_{LM}-INT). En la localidad de Miedes, o en Munébrega, se reconoce un pausado cambio de facies hacia sectores más internos de la cuenca a la Subunidad de Margas dolomíticas con yeso laminado (M_D-INT).

Los materiales de esta subunidad han proporcionado numerosos yacimientos paleontológicos, como los de Armantes, Miedes, y Mara que son de referencia obligada en el establecimiento de una cronología de la Unidad Intermedia.

4. 2. 8. SUBUNIDAD DE LUTITAS, LIMOS Y ARENISCAS CON CALIZAS (LA_C-INT)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad se localiza en la vertiente Norte de la Sierra de Armantes (Bloque Norte-Armantes) extendiéndose desde su sector más occidental hacia áreas centrales del

relieve, aflorando localmente en algunas áreas al Norte de la localidad de Torralba de Ribota. También se localiza en sectores surorientales del área de estudio (Fig. 3.30).

Descripción

El estudio sedimentológico de la subunidad se ha llevado a cabo en las secciones *CRZ*, *PRS*, *CIG* y *ARM*. Las potencias máximas de esta subunidad se encuentran en el vértice noroccidental de la Sierra de Armantes, donde se pueden localizar potencias de alrededor de unos 200 m (Fig 3.31), que constan de una secuencia de niveles rojos con una alternancia regular con calizas rosadas/blancas.

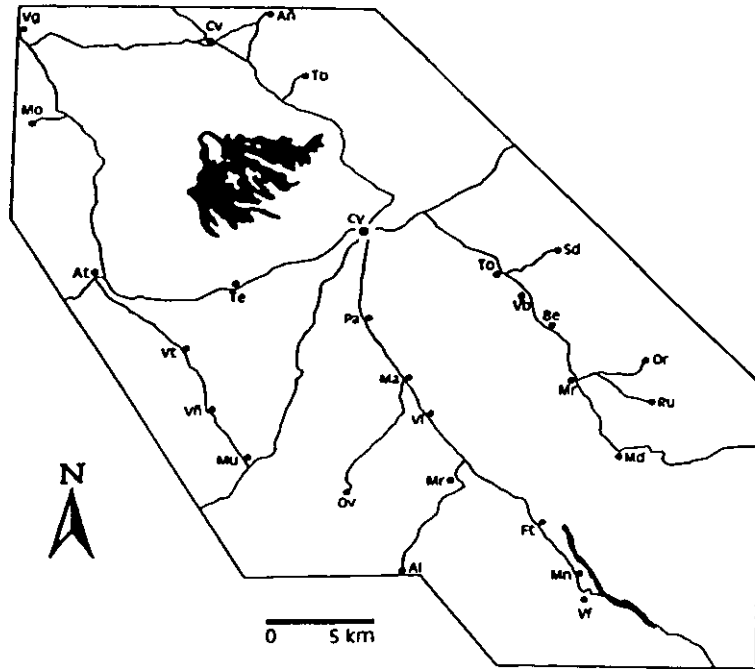


Figura 3. 30. Distribución geográfica de la Subunidad de lutitas, limos y areniscas con calizas (*L_{AC}-INT*).

Los niveles rojos están formados por lutitas y limos rojos, que se encuentran frecuentemente bioturbados y contienen nódulos de carbonato (calcita). Existen intercalaciones de niveles arenosos, y algunas pasadas conglomeráticas. Los niveles calcáreos, con una potencia media de 1.8-2 m son calizas con marcada estructura planar y cementos de calcita en su parte basal, mientras que hacia techo el carbonato es noduloso con bioturbación de raíces y alta recrystalización. Estos carbonatos pueden ser muy ricos en terrígenos, constituyendo en ocasiones verdaderas areniscas de matriz calcárea. En ocasiones, en relación con tramos de caliza, se encuentran niveles de margas laminadas blancas con importante nodulización y variaciones hacia términos más lutítico-limosos y arenosos.

Relaciones con otras unidades

En el sector nor-occidental de la Sierra de Armantes, la subunidad queda a base de sucesiones de niveles calcíticos recrystalizados intercalados con margas (Subunidad de calizas palustres con gasterópodos *C_{PG}-INT*) sobre los que se ha formado una superficie de erosión que enrasa con la existente en Fuentes de Jiloca con una altitud muy

semejante, alrededor de los 960 m. En el sector suroriental del área de estudio, queda debajo de la Subunidad de calizas bioclásticas, palustres, y tobas de caráceas (C_B-INT). En ambos sectores se encuentra sobre la Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (L_R-INF).



Figura 3. 31. Secuencia de niveles rojos en alternancia regular con calizas rosadas/blancas (Subunidad LA_C-INT) del sector noroccidental de la Sierra de Armantes.

En Armantes, lateralmente, pasa a la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas (D_{MD}-INT) hacia los sectores más centrales de la cuenca, mientras que en el sector suroriental lo hace hacia la Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB}-INT). En cualquier caso, hacia los sectores más marginales se produce su tránsito hacia facies terrígenas más groseras.

4. 2. 9. SUBUNIDAD DE LUTITAS Y MARGAS DOLOMÍTICAS BIOTURBADAS (LM_{DB}-INT)

Localización y distribución de facies

Esta subunidad se caracteriza por su localizada representación en el sector existente entre las localidades de Orera y Ruesca (Fig. 3.32), en el Bloque Sur-Oriental.

Descripción

El estudio sedimentológico se ha basado únicamente en la sección estratigráfica *ORE*, así como en gran número de observaciones puntuales. La sección *Ore* se ubica en el término denominado Valdelesterreros, a unos 1000 m al SE de la localidad de Orera, y a unos 750 m al NE de Ruesca, en un paraje muy cercano a los afloramientos paleozoicos.

Los depósitos de esta subunidad comprenden una sucesión cíclica de arcillas-margas dolomíticas de colores rojizos, grises, ocre y verdes con intercalaciones de niveles dolomíticos de color blanco-crema (Fig. 3.33 y 3.34). La estructuración de los ciclos (con potencias usuales entre 1,5-2 m) consiste en un tramo basal arcilloso-margoso dolomítico laminado, bioturbado, con restos vegetales y variaciones verticales de color definiendo subciclos. El tramo superior, de naturaleza dolomítica, posee menor potencia (0,25-0,5 m) quedando frecuentemente bioturbado por raíces, aunque en ocasiones es masivo o laminado. La morfología de estos niveles puede ser de base y techo planoparalelos, o bien adoptar una forma basal de canal laxo. Las potencias máximas de esta subunidad se registran en la propia sección de Orera, con cerca de unos 80 m de sucesión cíclica. La descripción más detallada de los ciclos y su interpretación se estudiará en el capítulo 6.

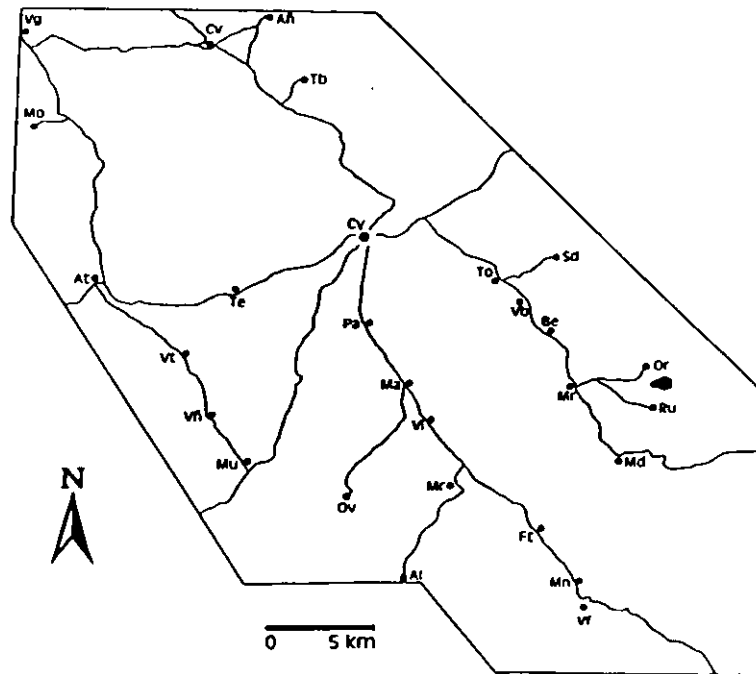


Figura 3. 32. Distribución geográfica de la Subunidad de lutitas y margas dolomíticas bioturbadas (LM_{08} -INT).

Relaciones con otras subunidades

Esta subunidad se presenta en cambio lateral de facies hacia la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas (DM_0 -INT) hacia áreas próximas al margen de cuenca. De la misma forma, en este sector también la subunidad queda sobre facies características de la Subunidad DM_0 -INT, como han mostrado los sondeos de MYTA.



Figura 3. 33. Sucesiones cíclicas de arcillas-margas dolomíticas de colores rojizos, grises, ocres y verdes con intercalaciones de niveles dolomíticos de color blanco-crema del sector de Orera.

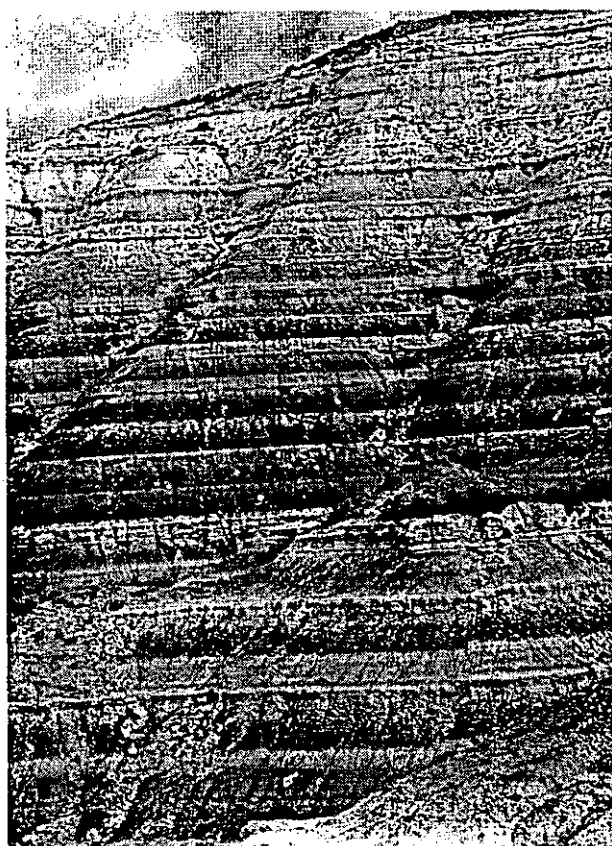


Figura 3. 34. Sucesión cíclica del sector de Orera (detalle).

La relación lateral de la subunidad con los sectores más centrales de la cuenca queda algo indeterminada, ante la importante ausencia de registro sedimentario entre esta zona y el curso fluvial del Perejiles. Sin embargo, la correlación más probable es con la propia Subunidad DM_D -INT, o con la Subunidad de margas dolomíticas con yeso laminado (M_D -INT) o, en parte, con la Subunidad de calizas brechoides, calizas con pseudomorfos lenticulares de yeso, y calizas palustres (CB_{PY} -INT).

4. 2. 10. SUBUNIDAD DE CALIZAS PALUSTRES CON GASTERÓPODOS (C_{PG-INT})

Localización y distribución de facies

Esta subunidad aflora en dos sectores muy reducidos y concretos de la cuenca que presentan dificultades para la identificación de las relaciones laterales de facies:

a) Al Sur del Río Jalón, esta subunidad se extiende en el sector centro-oriental de la cuenca, en concreto desde la localidad de Belmonte de Gracián hacia el NO, en ambos márgenes del río, aproximadamente hasta el curso del Río Jalón. (Fig. 3.35) Así, se han podido encontrar estas facies en su máxima potencia en el sector de Los Cerrillares-Cortasogas, mientras que en Sediles todavía se encuentran relictos de la subunidad

formando pequeños cerros testigo sobre evaporitas de Unidad Inferior. No se encuentra representada en el valle del Jiloca.

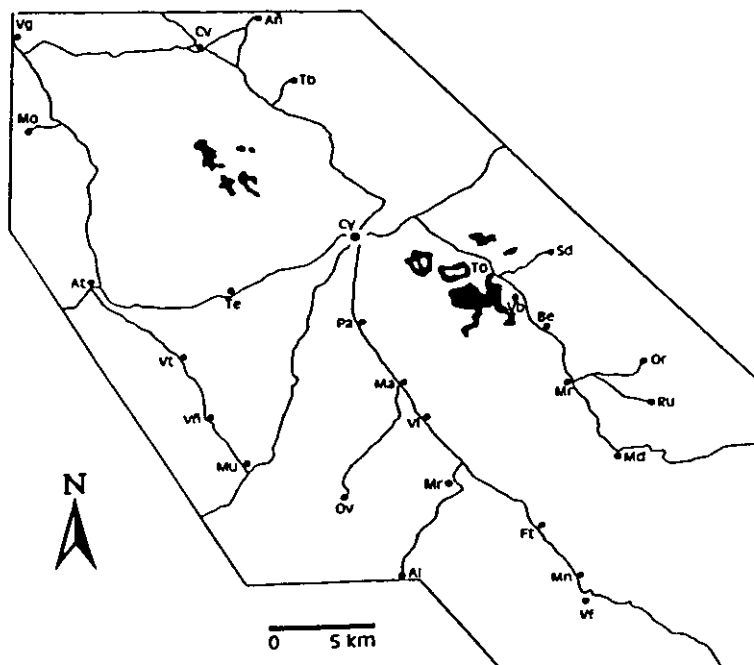


Figura 3. 35. Distribución geográfica de la Subunidad de calizas palustres con gasterópodos (C_{PG-INT}).

b) Al Norte del Río Jalón (sector nor-occidental de la Sierra de Armantes). La presente subunidad se encuentra también representada en los sectores nor-occidentales de la Sierra de Armantes, formando las áreas topográficamente más elevadas, incluyendo la superficie erosiva de 964 m de Armantes, y una serie de pequeños cerros testigo que se conservan a menor cota (Fig. 3.35) en la falda Norte de Armantes.

Descripción

El análisis sedimentológico de esta subunidad al Sur del Río Jalón se realizará en función de las series estratigráficas *CER-1* y *VLB (1-3)*. La subunidad se caracteriza por una sucesión de niveles calizos ricos en gasterópodos parcialmente recristalizados, de

color blanco-crema de hasta 0.5 m de potencia, con intercalaciones margosas menores. (Fig. 3.36) Los niveles destacan por su apariencia masiva, si bien se describen niveles muy nodulosos e incluso calizas brechoides cementadas con base y techo muy irregulares. Son frecuentes las huellas de raíces, así como algunas texturas laminadas fenestrales. La potencia máxima oscila entre 20-25 m en los sectores de Los Cerrillares y Barranco de Cortasogas.



Figura 3. 36. Aspecto de los niveles calizos de la Subunidad C_{PG} -INT.

Frente a la localidad de Villalba de Perejiles, los materiales calcáreos de esta subunidad se encuentran removilizados e incorporados dentro de una unidad clástica, inferior a un nivel de glacis.

De la misma forma, en el techo de la subunidad pueden distinguirse carbonatos nodulosos que presentan alta similitud con el nivel carbonático noduloso de referencia de techo de la Unidad Intermedia, con lo cual podría considerarse como una prolongación del mismo en esta subunidad.

El estudio sedimentológico de esta subunidad en el sector de la Sierra de Armantes se realiza en función de las series CRZ y ARM. La primera, con una potencia de 79 m, se caracteriza por 35 m inferiores de facies de lutitas y limos rojos, areniscas calcáreas, con huellas de raíces, y rizotúbulos que se intercalan con niveles métricos carbonáticos (calcita) de color blanco-gris con textura no recrystalizada y ligeramente pulverulentos (Subunidad LA_{C} -INT). Los metros restantes suponen un verdadero cambio en la sedimentación, incrementándose de forma neta la proporción de carbonatos frente a terrígenos (Subunidad C_{PG} -INT). Se componen de una alternancia de niveles calizos blancos de unos 50 cm separados por finos niveles de margas blancas, que presentan

morfologías sinuosas de base y techo irregulares con abundante bioturbación y gasterópodos enteros. Los procesos de karstificación y cementaciones de calcita asociados constituyen un rasgo común del techo de la columna.

Relaciones con otras subunidades

Al Sur del Río Jalón, la subunidad tiende a adelgazarse rápidamente en sentido SE, desapareciendo aproximadamente a la altura de Velilla de Jiloca. A techo limita con la Subunidad de lutitas y limos rojos con conglomerados silíceos y conglomeráticos (L_R-SUP).

En la Sierra de Armantes, yace sobre la Subunidad de lutitas, limos y areniscas con calizas (LA_C-INT), con la que existe una transición vertical (Fig. 3.37).

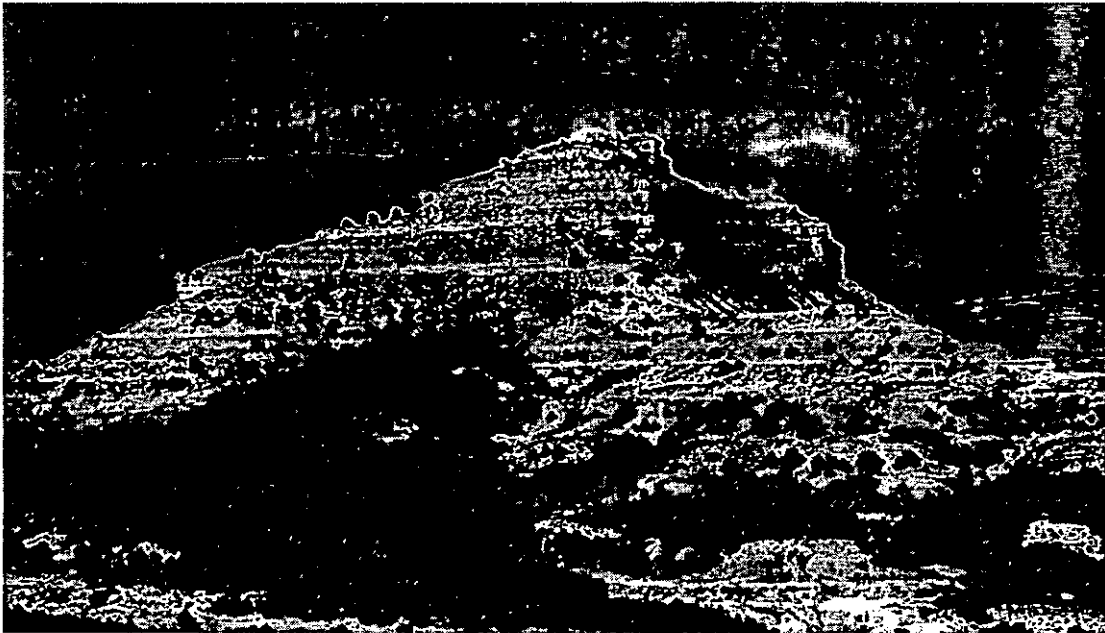


Figura 3. 37. Niveles calizos de la Subunidad C_{PG}-INT en el Norte de la Sierra de Armantes.

En ambos sectores, se observa la circunstancia de la ausencia de las relaciones de esta subunidad hacia los márgenes de cuenca, así como la unión entre los sectores del Sur y Norte del Río Jalón, debido a la erosión.

5. ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD SUPERIOR

5. 1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS DEPÓSITOS DE LA UNIDAD SUPERIOR

La actual configuración de la Cuenca de Calatayud solamente permite la conservación de las facies centrales de la Unidad Superior en el interfluvio de los ríos Jiloca y Perejiles formando un extenso páramo resultado de una superficie de erosión que bisela los suaves plegamientos que muestran estos depósitos (Hoyos *et al.*, 1979). De esta forma, el movimiento relativo entre los diferentes bloques tectónicos de la cuenca, y los procesos erosivos determinan que la Unidad Superior quede ausente por completo al Norte del Río Jalón (Sierra de Armantes), así como de los sectores occidental y oriental de la cuenca, exceptuando afloramientos puntuales de los términos de la base de la unidad frente a la localidad de Torres. Sin embargo, la continuidad y extensión de esta Unidad debió ser bastante más importante de lo que hoy parece, ya que se pueden localizar algunos afloramientos de la misma en las proximidades de la Carretera de Alhama de Aragón-Nuévalos, entre los km 47-48, yaciendo sobre un sustrato mesozoico plegado (Meléndez *et al.*, 1979). Así, la existencia de Unidad Superior queda limitada al sector central de la cuenca extendiéndose desde 1-2 km al Sur de la localidad de Calatayud en sentido SE hasta el sector vecino de Daroca, fuera de la zona de estudio, si bien se han reconocido hacia los bordes actuales de cuenca (Munébrega en el margen occidental y Sediles en el margen oriental) facies de abanico aluvial que pueden corresponderse con materiales de la Unidad Superior, equivalentes a los términos centrales del Bloque Sur-Páramo. Sanz-Rubio *et al.* (1995, 1996) distinguieron tres tramos principales en las facies terrígeno-carbonáticas que componen la Unidad Superior, que hacemos equiparar aquí con tres subunidades estratigráficas de carácter informal. (Lámina V.A). Estas tres subunidades se caracterizan por una representación de las facies centrales, debido a la ausencia de registro de las facies proximales y medias en los sectores septentrional, occidental y oriental.

5. 2. DESCRIPCIÓN DE LAS SUBUNIDADES DE UNIDAD SUPERIOR

5. 2. 1. SUBUNIDAD DE LUTITAS Y LIMOS ROJOS CON CONGLOMERADOS SILÍCEOS Y ONCOLÍTICOS (L_R-SUP)

Localización y distribución de facies

Su representación en el Bloque Sur-Páramo se encuentra muy ligada a la distribución general de la unidad (Fig. 3.38), encontrándose tan sólo pequeños afloramientos residuales en el Bloque Sur-Oriental, cerca de la localidad de Torres.

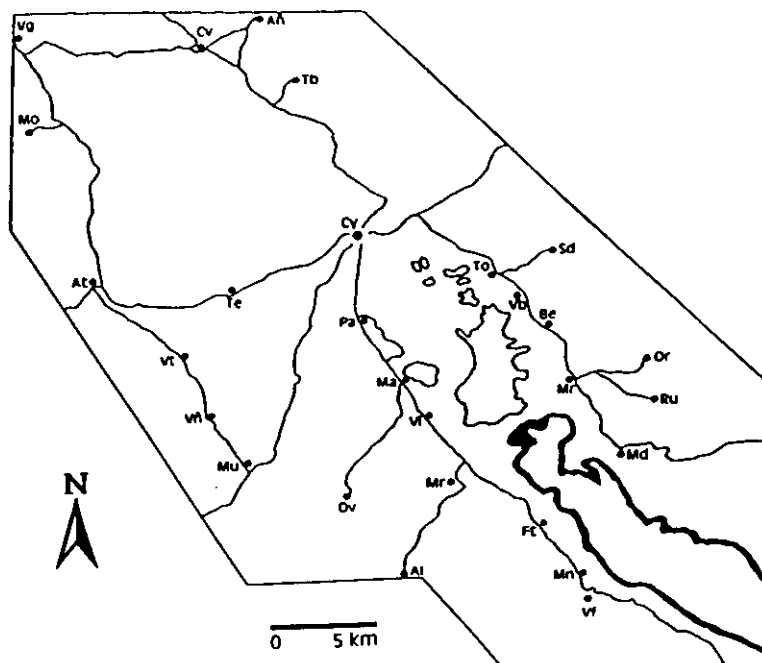


Figura 3.38. Distribución geográfica de la Subunidad de lutitas y limos rojos con conglomerados silíceos y oncolíticos (L_R-SUP).

Descripción

El estudio sedimentológico de esta subunidad se ha realizado en un gran número de secciones estratigráficas que cubren la Unidad Superior tanto en el Valle del Río Jiloca, como en el del Río Jalón (Lámina V.B). La subunidad presenta una morfología de cuña, con un aumento considerable de potencia hacia el SE de la cuenca. Su espesor oscila entre los 5 m (área de Villalba de Perejiles) y los 65 m (área de Montón-Villafeliche). Hacia la zona de Daroca, fuera del sector estudiado, la potencia de esta subunidad se man-

tiene más o menos estable con una leve tendencia a la disminución, que se hace realmente patente en la localidad de Nombrevilla. Por el contrario, hacia el sector al Norte del Río Jalón, se pierde el registro de esta subunidad.

Litológicamente, se compone de lutitas y limos rojos con intercalaciones de niveles arenosos y conglomeráticos polimícticos de cuarzo, cuarcita y pizarra. Los cantos se caracterizan por su redondez y por encontrarse soportados por una matriz lutítica. También se encuentran niveles canalizados, más abundantes hacia el techo de la subunidad (ver sección *Fte*), formados casi íntegramente por oncoides y fitoclastos, o con carga mixta de siliciclásticos, y oncoides formados por un fino encostramiento de calcita sobre cantos terrígenos.

Relaciones con otras subunidades

Esta subunidad constituye la base de la Unidad Superior. Su contacto con la infrayacente Unidad Intermedia, representa una de las discontinuidades sedimentarias más marcadas y evidentes de la cuenca. Se apoya sobre las subunidades DC_{py}-INT, C_B-INT y C_{PG}-INT. Estratigráficamente, dentro de la Unidad Superior precede a la Subunidad de tobas autóctonas y facies de removilización tobácea (T_A-SUP).

5. 2. 2. SUBUNIDAD DE TOBAS AUTÓCTONAS Y DEPÓSITOS DE REMOVILIZACIÓN TOBÁCEA (T_A -SUP)

Localización y distribución de facies

La representación de la Subunidad (T_A -SUP) en la Cuenca de Calatayud, sigue las pautas que hemos definido previamente para la Unidad Superior en su conjunto, estando estrechamente ligada a la distribución de la Subunidad de lutitas y limos rojos con conglomerados silíceos y oncolíticos (L_R -SUP) (Fig. 3.39), aunque a diferencia de ésta, no se ha encontrado en los Bloques Sur-Occidental y Sur-Oriental.

Descripción

El estudio sedimentológico, al igual que en el caso anterior, ha sido llevado a cabo en un gran número de secciones, habiéndose realizado las columnas estratigráficas de detalle *BEL-4*, *VEL-1* y *VEL-3*, que han mostrado su gran utilidad en el análisis de facies tobáceas. El espesor medio de esta subunidad varía entre los 20-30 m y forman un resalte morfológico sobre las facies terrígenas de la subunidad L_R -SUP. En gran parte de la cuenca, la Superficie de Erosión Fundamental (Solé Sabaris, 1978), se desarrolla al nivel de esta subunidad.

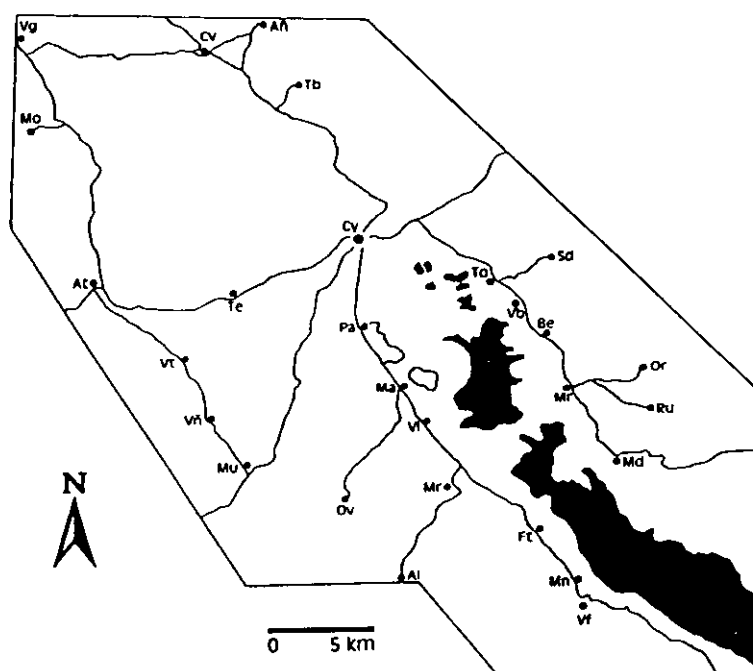


Figura 3.39. Distribución geográfica de la Subunidad de tobas autóctonas y depósitos de removilización tobácea (T_A -SUP).

Esta subunidad comprende facies carbonáticas con una gran variabilidad de facies tobáceas. La base queda normalmente marcada por un nivel muy irregular (3-6 m de potencia) de carbonato noduloso altamente recrystalizado y con gran continuidad lateral. Su base es sinuosa e irregular, con abundante contenido en terrígenos y en ocasiones oncoides.

Las facies tobáceas de esta subunidad constan principalmente de depósitos tobáceos autóctonos y facies de removilización tobácea, tales como tobas oncolíticas, tobas fitoclásticas o intraclásticas (en el sentido de Pedley, 1990), así como niveles carbonáticos bioturbados y bioclásticos. La subunidad incluye niveles calizos y calcomargosos con cierta continuidad lateral, alta recrystalización, y potencias entre 0,5-1,5 m con bases y geometrías irregulares, relacionadas con facies de removilización tobácea. Los depósitos tobáceos autóctonos forman tramos de potencia muy variable, desde unos cm a 4-5 m de potencia que rellenan frecuentemente canales. Las morfologías tabulares se corresponden con niveles con huellas de raíces y bioclastos. (Lámina V.B)

Relaciones con otras subunidades

Estratigráficamente, esta subunidad queda sobre la Subunidad de lutitas y limos rojos con conglomerados silíceos y oncolíticos (L_R -SUP) y debajo de la Subunidad de calizas laminadas de caráceas y gasterópodos (C_L -SUP).

5. 2. 3. SUBUNIDAD DE CALIZAS LAMINADAS DE CARÁCEAS Y GASTERÓPODOS (C_L -SUP)

Localización y distribución de facies

El afloramiento de esta subunidad se concreta y reduce al interfluvio de los ríos Jiloca y Perejiles (Bloque Sur-Páramo) desde una transversal trazada entre Belmonte de Gracián y Velilla de Jiloca hacia el NO. Su representación es parcial, ya que se encuentra asociada a sectores que han sufrido procesos de subsidencia sinsedimentaria y que han sido salvaguardados de la acción de procesos erosivos (Sanz-Rubio et al., 1997) (Fig. 3.40).

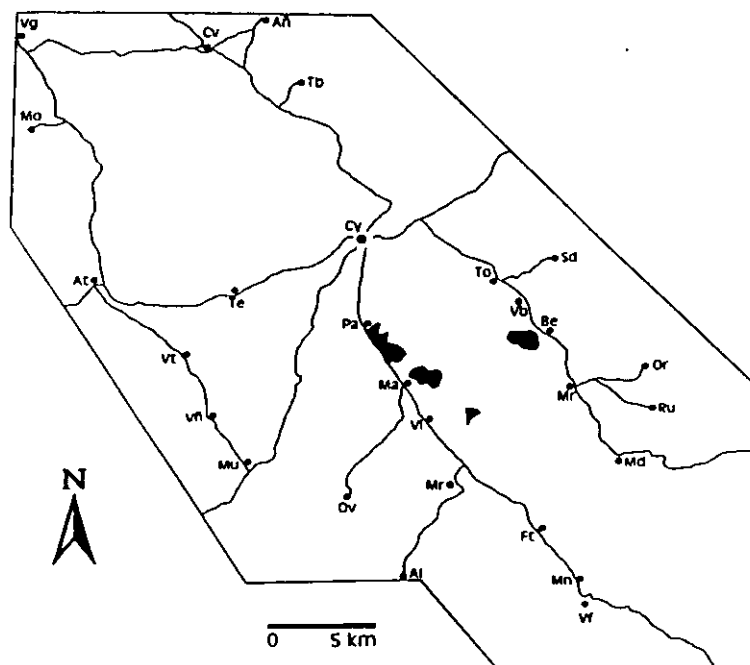


Figura 3. 40. Distribución de la Subunidad de calizas laminadas de caráceas y gasterópodos (C_L -SUP).

Descripción

El estudio sedimentológico se ha llevado a cabo fundamentalmente en las secciones *VEL-1*, *MAL*, *BEL-1*, *BEL-2*, donde se localizan las mayores potencias. Esta subunidad constituye el último tramo litológico diferenciable en la serie Mio-Pliocena con una potencia de afloramiento que puede alcanzar hasta 60 m. Las mayores potencias de esta subunidad han quedado salvaguardados de los efectos de la superficie de erosión finipliocena en áreas con procesos de colapso o subsidencia sinsedimentaria, cuyos mejores ejemplos son Maluenda y Belmonte (Sanz-Rubio *et al.*, 1997). En estas áreas, se puede diferenciar con facilidad el tránsito entre la subunidad infrayacente y la presente, pero en áreas, donde el páramo no se encuentra afectado por colapsos y subsidencia, esta subunidad no llega a aflorar.

Esta subunidad se compone de una serie de niveles calizos perfectamente tabulares de unos 10-15 cm de potencia cada uno, que presentan una laminación paralela muy bien definida. (Lámina V.C) Es un material muy incoherente, ligero, no cementado y caracterizado por una fábrica muy porosa con alguna efímera intercalación tobácea, que se compone fundamentalmente de tobas de caráceas y gasterópodos.

Relaciones con otras subunidades

Esta subunidad queda siempre sobre la Subunidad de tobas autóctonas y depósitos de removilización tobácea (T_A -SUP).

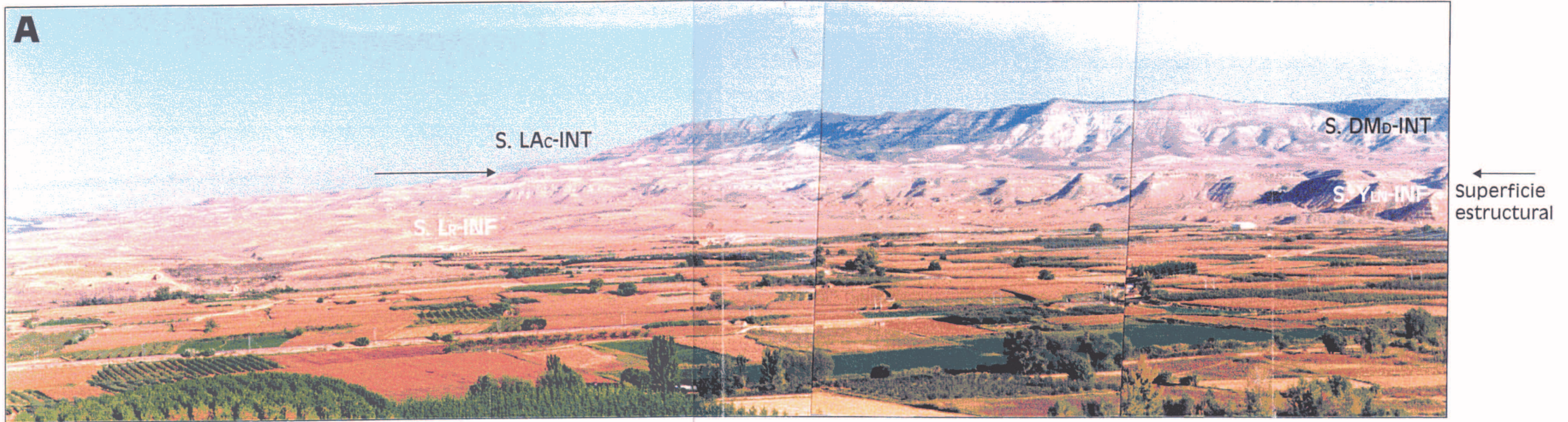
Lámina I. A) Vista general del sector sur-occidental de la Sierra de Armantes donde se observa en la base del relieve, bajo una marcada superficie estructural, el paso lateral de la Subunidad L_K -INF hacia zonas centrales de la cuenca a yesos de la Subunidad de yesos laminado-nodulares Y_{LN} -INF. Sobre la citada superficie se encuentran materiales carbonáticos de la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas (DM_D -INT) que hacia sectores más distales cambian lateralmente de facies a la Subunidad de lutitas, limos y areniscas con calizas (LA_C -INT). B) Vista general del Sureste de la cuenca (Río Jiloca-Montón) donde se observa el paso desde la Subunidad L_K -INF hacia materiales de la Subunidad de yesos laminado-nodulares Y_{LN} -INF hacia la izquierda de la fotografía. A la derecha de la fotografía, sobre los tramos lutíticos quedan los materiales de la Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB} -INT).

Lámina II. A) La Vilueña. Vista general del cambio de facies entre los materiales de la Subunidad L_C -INF (izquierda de la fotografía), adyacentes a facies de abanico aluvial, hacia facies yesíferas más internas (derecha de la fotografía). B) Sección compuesta de niveles continuos de yeso nodular de textura alabastrina (aislados, coalescentes, o masivos). Se reconocen tramos de potencia métrica con gran desarrollo de nódulos en una matriz lutítico-margosa magnesítica, que en ocasiones se encuentran verticalmente gradados. C) Aspecto de las secuencias de yeso laminado de la Unidad Inferior en sectores centrales de la cuenca.

Lámina III. A) Aspecto de campo de los materiales que componen la Subunidad M_D -INT frente a la localidad de Morata de Jiloca, que se disponen bajo la Subunidad de calizas brechoideas, calizas con pseudomorfos de yeso lenticular y calizas palustres (CB_{PV} -INT). B) Aspecto de campo de la cantera de yesos de Montón (Subunidad de yesos de mesolenticulares bioturbados Y_{MB} -INT). C) Macroestructura de deformación (sector de Mara) donde se aprecian las facies brechoideas de la Subunidad CB_{PV} -INT (color ocre amarillento) que quedan sobre materiales más laminados de la Subunidad C_{LD} -INT (color blanquecino). D) Vista general de la sección Mor donde se aprecia el contexto estratigráfico de la Subunidad CB_{PV} -INT.

Lámina IV. A) Vista general del Bloque Sur-Páramo donde se aprecia la relación entre las principales subunidades descritas en la Unidad Intermedia y parte de la Unidad Superior. Del mismo modo, se reconoce un tramo de color blanquecino de la Subunidad C_B -INT, que, en determinados casos ha podido ser utilizado como nivel de correlación. B) Localidad de Orera. Cambio lateral de facies entre los materiales de la Subunidad DM_D -INT (izquierda de fotografía) y las arcillas y margas dolomíticas de la Subunidad de lutitas y margas dolomíticas bioturbadas (LM_{DB} -INT).

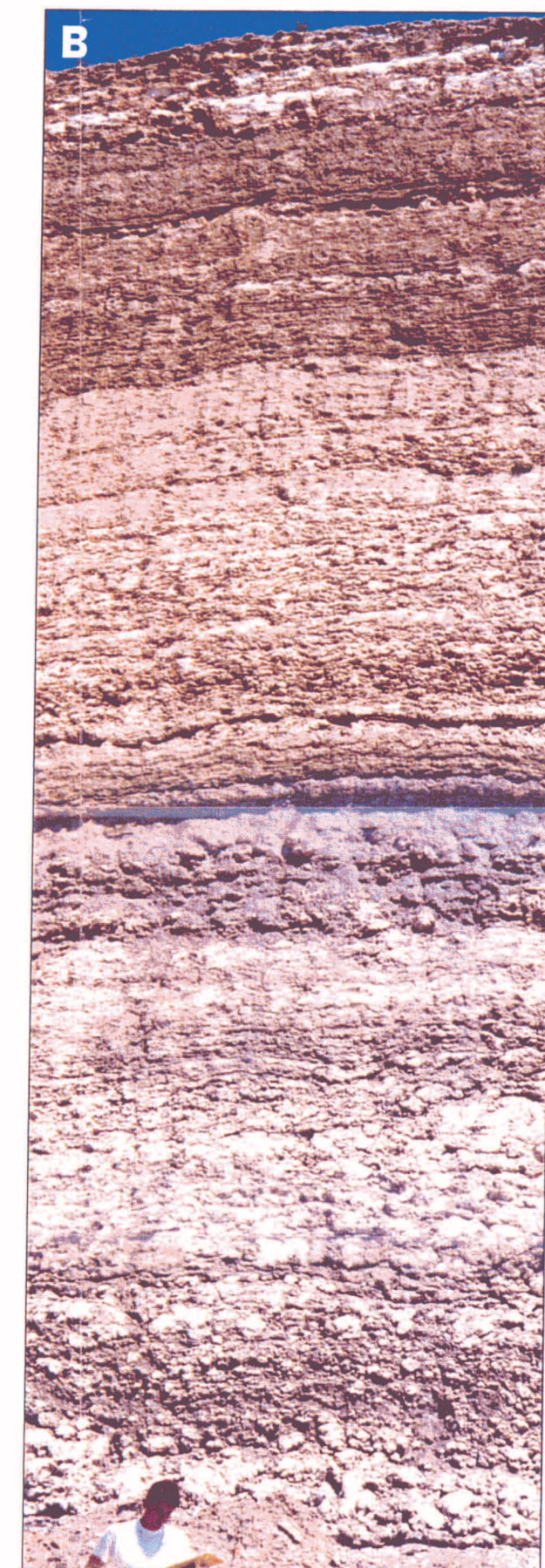
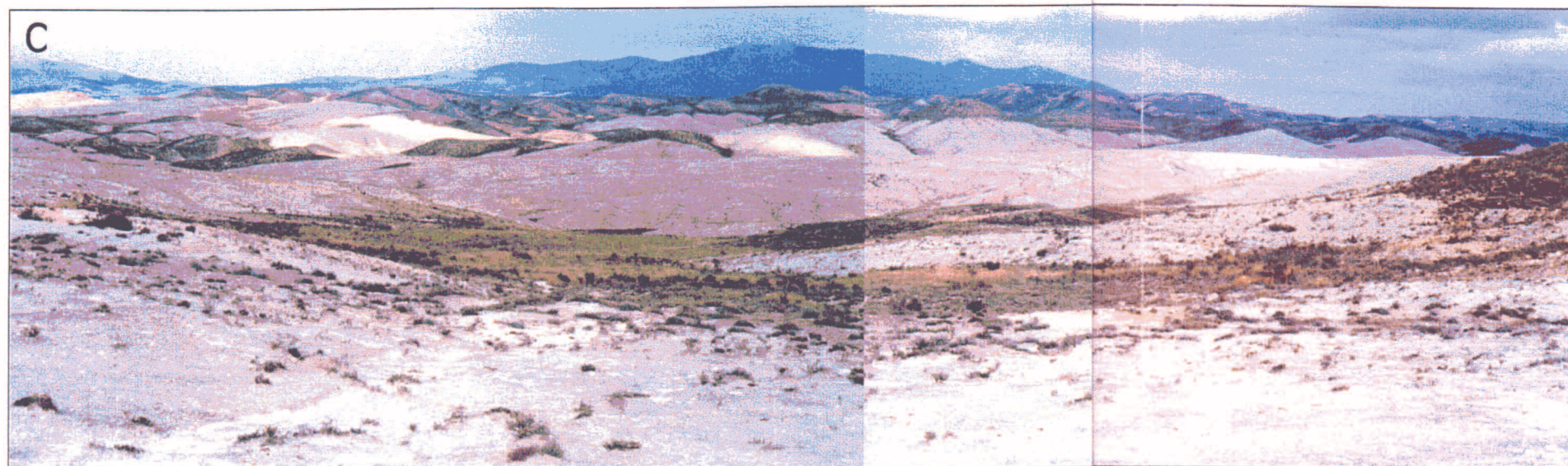
Lámina V. A) Reconocimiento en campo de las tres subunidades que forman la Unidad Superior (Localidad de Maluenda). B) Fuentes de Jiloca. Nivel de páramo con representación de la Subunidad T_A -SUP sobre la Subunidad L_K -SUP. C) Aspecto de las calizas laminadas de la Subunidad C_L -SUP.

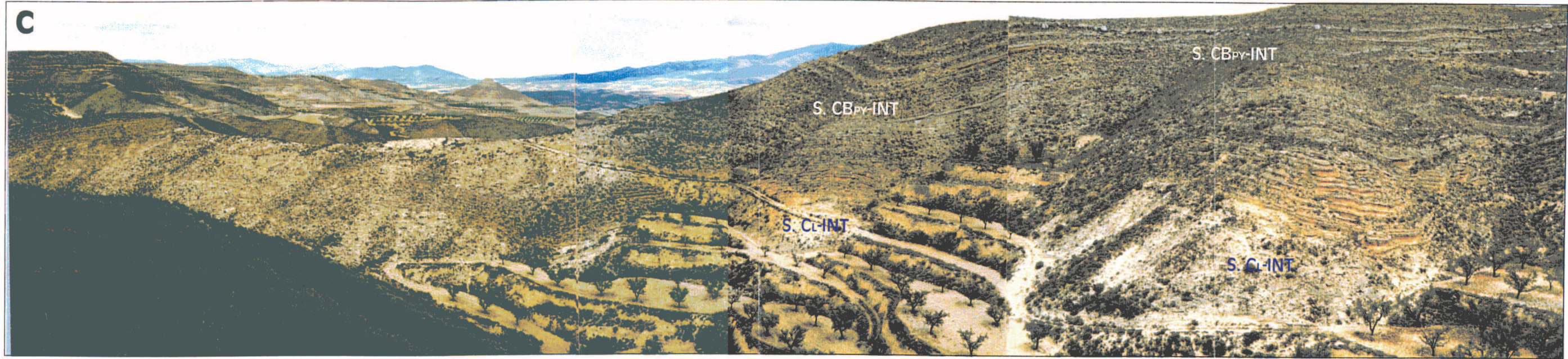
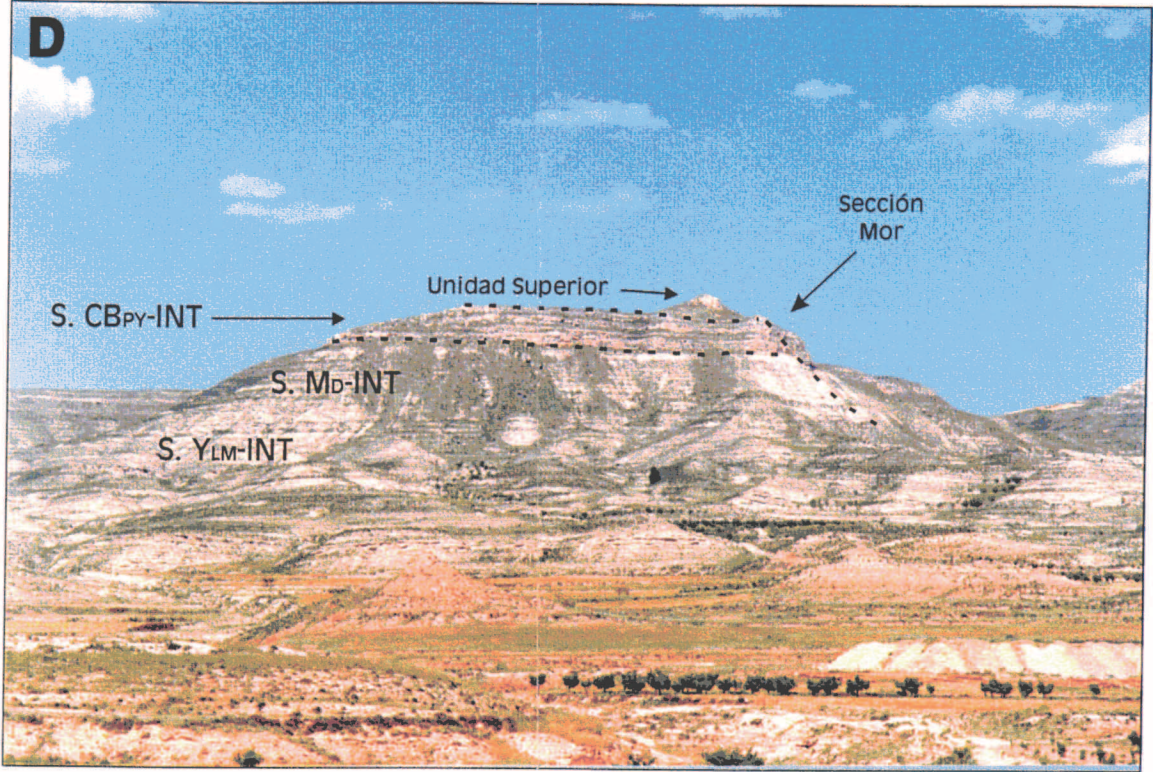
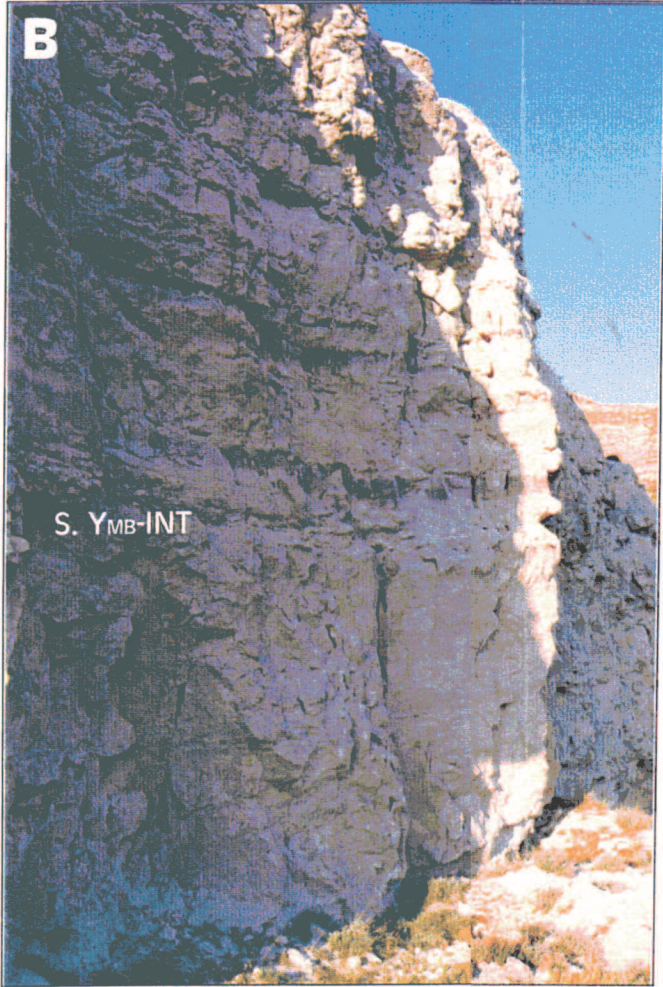
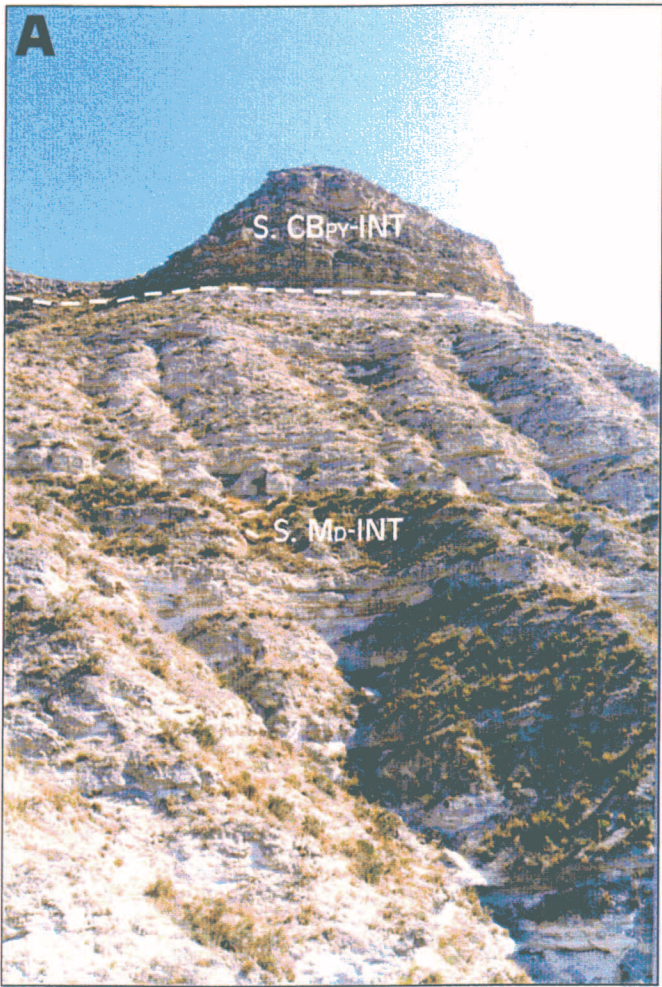


Sector Sur-Occidental de la Sierra de Armantes



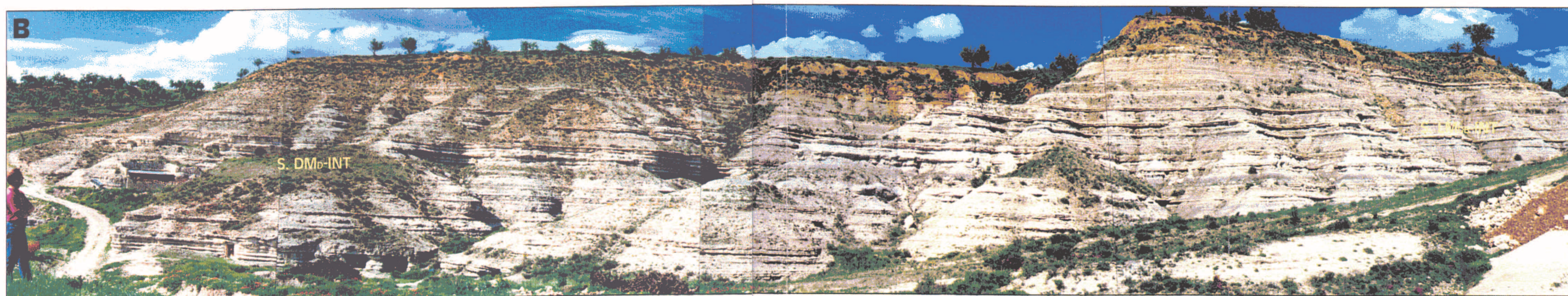
Valle del Jiloca (Montón)







Vista general del Bloque Sur-Páramo (Valle del Jiloca)



Vista general del cambio lateral de facies S. DM_D-INT/LM_{DB}-INT en la localidad de Orera



- ← Subunidad CL-SUP
- ← Subunidad TA-SUP
- ← Subunidad LR-SUP
- ← Unidad Inferior



CAPÍTULO 4

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES EVAPORÍTICAS DE LA CUENCA DE CALATAYUD

A modo de introducción indicaremos que para el estudio de las litologías evaporíticas presentes en las unidades Inferior e Intermedia de la Cuenca de Calatayud, ha sido utilizada la terminología usada por Rodríguez Aranda (1994) basada en el contraste, por una parte, de los conceptos de facies primaria y secundaria (Ingerson, 1968) y, por otra, en el concepto de facies sindeposicional y postdeposicional. Así, resulta imprescindible reproducir aquí las siguientes definiciones:

Facies primarias: aquellas formadas básicamente por minerales primarios, es decir, constituidas por minerales que han precipitado directamente a partir de una disolución.

Facies secundarias: formadas principalmente por minerales secundarios, precipitados por reemplazamiento o transformación de otros minerales.

Facies sindeposicionales: originadas en un ambiente de sedimentación concreto, y por consiguiente, formadas en el momento de la deposición de una unidad sedimentaria (estrato) o poco después de su deposición, mediante procesos diagenéticos tempranos controlados por el propio ambiente sedimentario (Spencer y Lowenstein, 1990).

Facies postdeposicionales (postenterramiento): quedan restringidas a aquellas facies generadas tras el enterramiento de las facies sindeposicionales, por procesos diagenéticos tardíos o metasomáticos controlados por un ambiente subsuperficial (Spencer y Lowenstein, 1990), y a aquellas generadas en los procesos de exhumación de materiales previamente enterrados (Ortí, 1977).

Por otra parte, en las descripciones de texturas cristalinas evaporíticas se utilizarán los siguientes rangos de tamaño:

Microcristalino: <0.064 mm

Mesocristalino: 0.064-2 mm

Macrocrystalino: >2 mm

Las litofacies evaporíticas estudiadas comprenden exclusivamente yeso, tanto facies sindeposicionales como postdeposicionales. En estas últimas, en la mayoría de los casos, es posible la descripción de facies deposicionales anhidríticas o glauberíticas en función de los pseudomorfos en yeso de las morfologías cristalinas primarias. Sólomente se han encontrado en pequeñas cantidades otras mineralogías sulfatadas asociadas con las litofacies yesíferas (anhidrita y celestina), así como eflorescencias salinas de epsomita, hexahidrita, pentahidrita, bloedita, thenardita y mirabilita.

En las descripciones de texturas de yeso primario, se utilizan principalmente criterios morfológicos y de tamaño de cristal, y se ha considerado oportuno evitar términos como gypsirrudita (>2 mm), gypsarenita (0,064-2 mm), y gypsilita (<0,064 mm), a los que en ocasiones se les ha atribuido connotaciones de un carácter detrítico del depósito yesífero. Por otra parte, en las descripciones petrológicas de texturas de yeso secundario, será usada la nomenclatura de Ortí (1977). En los casos en que las texturas deposicionales puedan ser descritas, se utiliza el trabajo de Ortí y Rosell (1981) para el análisis de texturas anhidríticas, si bien no se usarán clasificaciones especializadas para el estudio de litofacies glauberíticas.

1. LAS LITOFACIES EVAPORÍTICAS DE LA CUENCA DE CALATAYUD

Como ya se ha tenido oportunidad de comentar en el apartado de antecedentes generales, uno de los principales rasgos estudiados de la geología de la Cuenca de Calatayud ha sido las litofacies evaporíticas, tanto desde el punto de vista económico, como desde un punto de vista científico. Hasta el presente momento, las facies evaporíticas no han sido objeto de un estudio exhaustivo, aunque los diversos trabajos realizados en los últimos tiempos han venido completando la información que se poseía anteriormente. Dentro de este apartado, se hace necesario citar una serie de trabajos que han sido pioneros en el conocimiento de las litofacies evaporíticas de la cuenca. Desde el punto de vista litológico, Collantes y Grifo (1982) distinguen una formación central evaporítica ("Yesos de Calatayud") que pasa lateralmente hacia los bordes de cuenca (especialmente hacia el SE) a arcillas, margas rojas, y conglomerados en la parte baja y a niveles de calizas lacustres en la alta; así mismo, señalan que esta formación evaporítica se compone básicamente de una alternancia de yesos y arcillas o margas (con algún nivel de halita y epsomita). Entre las tipologías de yeso descritas destacan los yesos pulverulentos, arenosos, y alabastrinos.

Ortí (1987) adopta un esquema de las formaciones evaporíticas muy similar al descrito por este mismo autor en la Cuenca del Ebro, realizando una clara distinción entre los distintos ámbitos yesíferos de la depresión; realiza un perfil NO-SE con columnas estratigráficas de las formaciones evaporíticas existentes desde Calatayud hasta

las localidades de Montón-Villafeliche a través del valle del Jiloca (Fig. 4.1). Con relación a las litofacies, diferencia yesos primarios microlenticulares ricos en sílex (más ocasionalmente, nódulos) de facies de yeso secundario laminado-nodulares de alta concentración en zonas centrales de la cuenca.

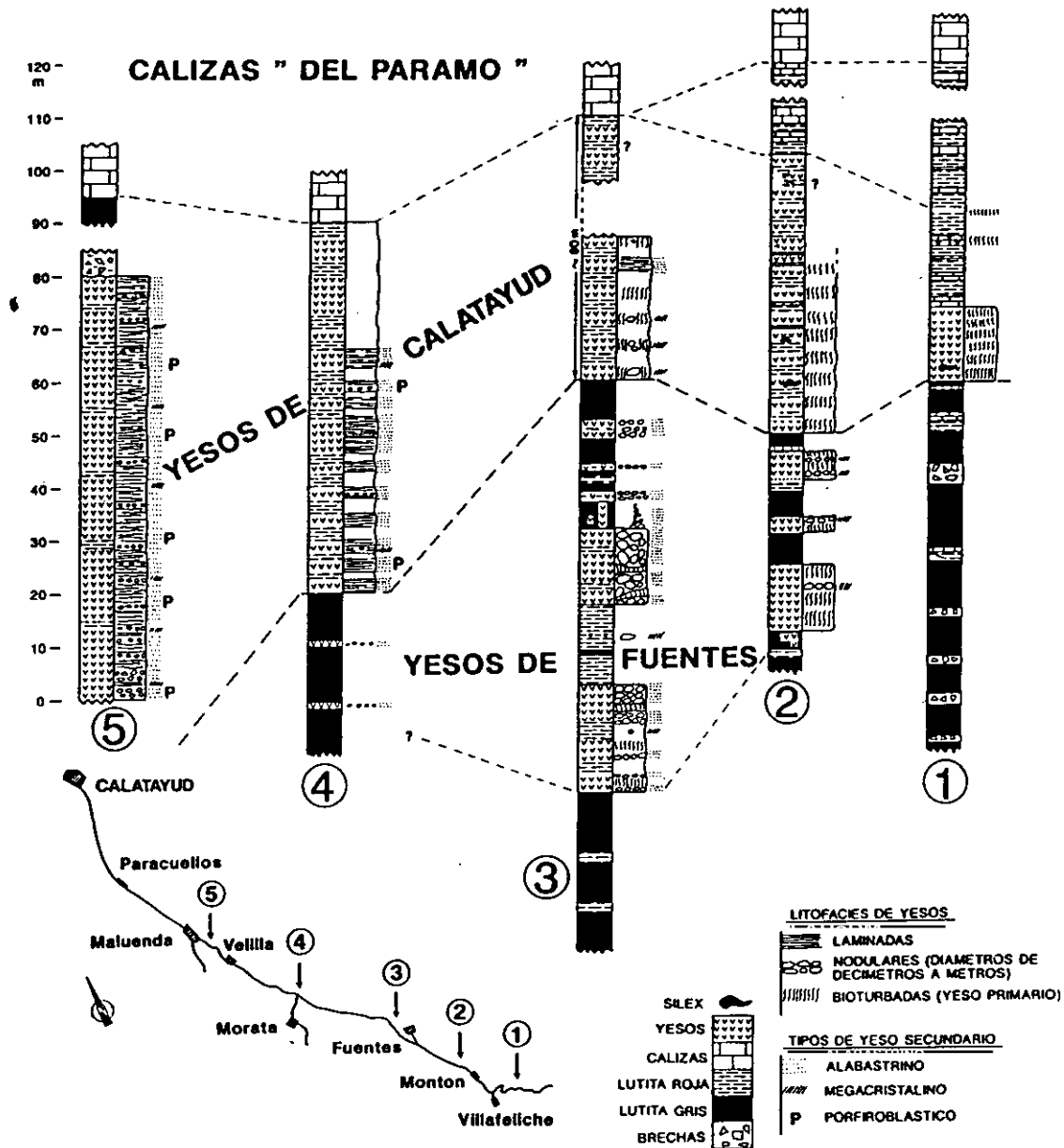


Figura 4.1. Perfil NO-SE de correlación de formaciones evaporíticas de columnas estratigráficas desde la localidad de Calatayud hasta las localidades de Montón-Villafeliche a través del valle del Jiloca. En Ortí (1987).

Utilizando como base los perfiles estratigráficos de Ortí (1987), Utrilla (1989) realiza un perfil de contenidos isotópicos en facies sulfatadas ($\delta\text{O}^{18}\text{SMOW}$, $\delta\text{S}^{34}\text{CDT}$) en los que se aprecia una semejanza en los valores del δO^{18} entre las series de Calatayud y

Maluenda, y, por otra parte, entre las de Fuentes y Villafeliche. El análisis e interpretación de los datos isotópicos indica unas condiciones de evaporación más intensas en el sector NO de la cuenca. Por otra parte, el valor del $\delta S^{34}CDT$ pone de manifiesto el origen de las facies yesíferas a partir del reciclaje de formaciones evaporíticas triásicas, si bien se evidencian valores isotópicos anómalos a lo largo de la cuenca que caracterizan diferentes subambientes deposicionales.

Rosell y Ortí (1992) asimilan el esquema de Ortí (1987), realizando entre las localidades de Morata y Villafeliche una sección estratigráfica de la zona transicional (Morata de Jiloca) entre yesos laminado-nodulares y yeso primario. Así, distinguen facies deposicionales compuestas de gypsarenitas laminadas (capas seleníticas, agregados de cristales lenticulares, y gypsarenitas-gypsilutitas masivas bioturbadas) que sufrieron procesos de transformación diagenética temprana a facies laminado-nodulares, y con posterior rehidratación en condiciones superficiales a facies alabastrinas y megacristalinas.

Recientemente, Ortí *et al.* (1994) resumen la sedimentación evaporítica de la Cuenca de Calatayud como un cuerpo evaporítico elongado sin clara estructura anular, con facies deposicionales de borde bien definidas aunque con desigual desarrollo (10 km en el SE y 2 km en el NO). De este modo, distinguen tres unidades evaporíticas en la Cuenca de Calatayud con las siguientes características principales (Fig. 4.2):

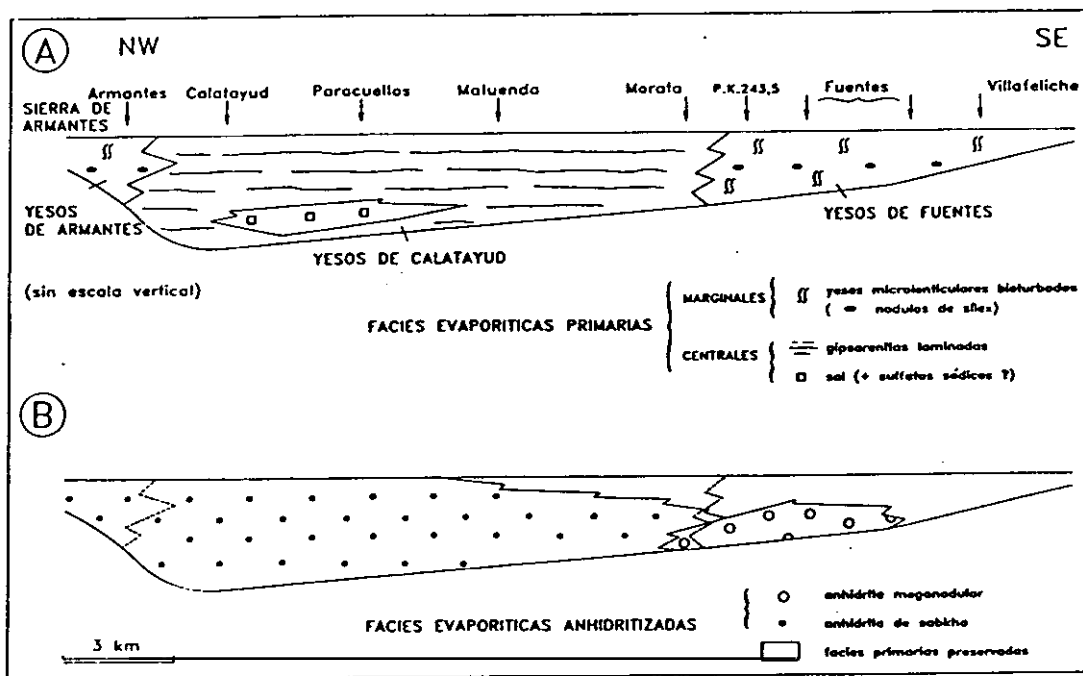


Figura 4.2. Esquema de facies de las unidades evaporíticas definidas por Ortí *et al.* (1994) en la Cuenca de Calatayud. En Ortí *et al.* (1994).

Unidad Yesos de Fuentes: unidad yesífera marginal, con potencia progresivamente menor hacia el SE desapareciendo a la altura de Villafeliche. Lateralmente, a la altura de Morata de Jiloca, pasa a la Unidad central de Yesos de Calatayud, correspondiendo ambas unidades a un sistema lacustre muy somero. Está compuesta de yesos primarios microcristalinos, masivos y bioturbados con abundantes nódulos de sílice. En su parte inferior abundan nódulos y meganódulos de anhidrita actualmente rehidratados a yeso.

Unidad Yesos de Calatayud: esta unidad ocupa el centro de la depresión con más de 200 m de potencia, estando básicamente constituida por facies alternantes yesíferas laminado-nodulares de carácter secundario que son producto de una intensa anhidritización sinsedimentaria. A su vez, esta unidad ha sido desglosada en dos subunidades informales (Ortí y Rosell, 1998), denominadas Unidad Evaporítica Inferior y Unidad Evaporítica Superior, donde la primera de ellas contiene sulfato cálcico y sódico (transformado a yeso secundario), y la segunda contiene sulfato cálcico con carbonatos asociados.

Unidad Yesos de Armantes: ocupan el sector NO de la cuenca y se componen fundamentalmente por facies de yesos bioturbados diagenetizados y transformados a yeso secundario. Se presentan en cambio lateral de facies con el cuerpo central de yesos laminado-nodulares. El yeso microlenticular original se ha perdido por una intensa anhidritización sinsedimentaria con abundantes texturas nodulares.

Por otra parte, en diferentes afloramientos se han encontrado evidencias indirectas de la existencia subsuperficial de otras fases sulfatadas bajo una cobertera de transformación hipergénica a yeso secundario. La existencia de eflorescencias salinas de carácter magnésico y sódico es bien conocida desde el siglo XIX (González Lasala, 1854); en este sentido, Sánchez-Moral *et al.* (1993) relacionaron la existencia de eflorescencias puntuales de carácter sódico (bloedita-thenardita) con una posible existencia de glauberita en los depósitos evaporíticos. La existencia de pseudomorfos de glauberita en diversas áreas de la cuenca actualmente transformados en yeso secundario ha proporcionado evidencias para la presencia de sulfato sódico en la Cuenca de Calatayud (Ortí y Rosell, 1994; Ortí *et al.*, 1995). Todas estas hipótesis han quedado recientemente comprobadas en los sondeos de MYTA en la falda Sur de la Sierra de Armantes (ver capítulo 3).

Las equivalencias entre las subunidades que se presentan en este estudio y las unidades de Ortí *et al.* (1994) son a grandes rasgos las siguientes:

- La Unidad de Yesos de Calatayud tiene una equivalencia directa con las subunidades Y_L -INF y Y_{LM} -INF.
- La Unidad Yesos de Armantes tiene una equivalencia parcial y fundamentalmente geográfica con la Subunidad Y_{LN} -INF, si bien esta última posee

una distribución más amplia en la cuenca que la que indican Ortí *et al.* (1994) para la Unidad Yesos de Armantes.

- La Unidad de Fuentes de Jiloca posee una equivalencia parcial con las subunidades de la Unidad Intermedia Y_{LM} -INT, M_D -INT, y Y_{MB} -INT.

Recientemente, Sanz-Rubio *et al.* (1997), como parte de los trabajos que se han realizado durante el transcurso de esta Tesis Doctoral, diferencia dos grupos litológicos principales: yesos secundarios asociados principalmente a Unidad Inferior, y yesos primarios, en relación con la Unidad Intermedia. Las novedades que aporta esta Tesis para el conocimiento estratigráfico de la cuenca, expuestas en el capítulo anterior, suponen una reorganización, redefinición e integración de las diferentes subunidades evaporíticas dentro de las tres grandes unidades sedimentarias de la cuenca. Por otra parte, a diferencia de trabajos anteriores, se realiza la primera descripción general e interpretación de los diferentes grupos de litofacies yesíferas de la cuenca, partiendo de una diferenciación básica en función de su carácter sindeposicional o postdeposicional.

2. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES YESÍFERAS SINDEPOSICIONALES

Las litofacies yesíferas sindeposicionales se reconocen especialmente en el sector SE del Bloque Sur-Páramo, entre las localidades de Velilla de Jiloca y Montón (Valle del Río Jiloca) y entre Belmonte de Gracián y Mara (Valle del Río Perejiles). Aparecen principalmente asociadas a la Unidad Intermedia, en concreto en las subunidades Y_{LM} -INT, M_D -INT, y Y_{MB} -INT, si bien también se han reconocido de forma menos importante en la Subunidad Y_{LM} -INF. Entre las litofacies yesíferas sindeposicionales distinguiremos:

- a) Litofacies de yeso laminado (Y_{LM} , Y_{LD} y Y_{LI}).
- b) Litofacies de yeso macrolenticular y rosas del desierto (Y_{RD})
- c) Litofacies de yeso mesocrystalino bioturbado (Y_B)

Las litofacies de yeso laminado son más predominantes hacia sectores centrales-septentrionales de la cuenca, mientras que las litofacies de yeso macrolenticular se distribuyen de forma irregular en encajantes lutíticos-carbonáticos de las tres subunidades de Unidad Intermedia en que aparecen litofacies sindeposicionales.

Por último, las litofacies de yeso mesocrystalino bioturbado ocupan un reducido sector, de morfología elongada, en la parte septentrional, entre las localidades de Fuentes de Jiloca y, aproximadamente, Villafeliche.

2. 1. LITOFACIES DE YESO LAMINADO (Y_{LM} , Y_{LD} y Y_{LI})

2. 1. 1. DESCRIPCIÓN

Las litofacies de yeso laminado se encuentran estrechamente ligadas a secuencias de aproximadamente 2-2,5 m, que se componen de láminas de yeso primario (1-2 cm) microselenita, detrítico y lenticular con intercalaciones de carbonato magnésico/arcillas (magnesita y/o dolomita), de espesor variable entre pocos mm hasta 1 o 2 cm (Fig. 4.3). El yeso microselenita se presenta como costras cristalinas



Figura 4.3. Secuencias de yeso primario compuestas de láminas de yeso microselenita, detrítico y lenticular con intercalaciones de carbonato magnésico/arcillas (magnesita y/o dolomita).

continuas con desarrollo de pequeños pliegues de deformación producidos por competición en el crecimiento de los individuos cristalinos. El yeso detrítico (tamaño arena media a gruesa) se presenta en láminas aisladas, con gradaciones de tamaños y estructuras de flujo, o asociado al techo de niveles de yeso microselenita, como producto de un retoque o incipiente removilización. Como tendencia general, dentro de cada secuencia, se puede distinguir un tramo inferior de mayor potencia, en general que el superior, que presenta una mayor abundancia de carbonato magnésico/arcillas frente al yeso interlaminado. El tramo superior está formado esencialmente por costras microseleníticas plegadas de hasta 2-3 cm de potencia, con un porcentaje bastante menor de carbonato interlaminado (Fig. 4.4).

Son frecuentes las silicificaciones en forma de calcedonia, rosetas, o cristales idiomorfos de cuarzo, así como la presencia de pequeños porcentajes de celestina (siempre menores del 10%) asociados a las litofacies de yeso laminado de las subunidades Y_{LM} -INF, M_D -INT, y Y_{LM} -INT.

Así, dentro de este grupo de litofacies de yeso laminado, distinguimos tres subfacies principales:

- a) Subfacies de yeso microselenítico (Y_{LM})
- b) Subfacies de yeso detrítico (Y_{LD})
- c) Subfacies de yeso lenticular (Y_{LI})

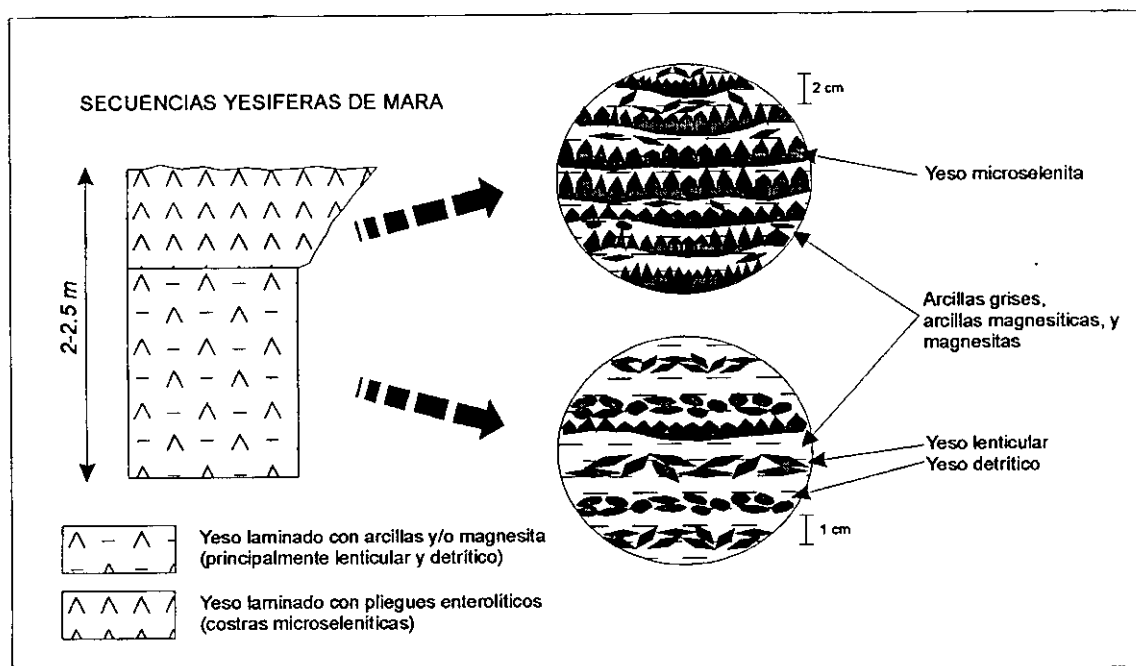


Figura 4.4. Esquema que representa las características de los diferentes tramos de la secuencia principal en el sector de Mara.

Subfacies de yeso microselénítico (YL_M)

Esta subfacies se caracteriza por la existencia de finos niveles de yeso microselénita a modo de empalizada o costra cristalina de espesor comprendido entre 1-2 cm (Fig. 4.5). Se distinguen morfologías meso-macrocrystalinas prismáticas de yeso translúcido o, de color acaramelado, que se encuentran orientadas verticalmente. Los niveles de microselénitas sufren variaciones laterales de potencia, además de pequeños pliegues de deformación producidos durante el proceso de cristalización, por compresión en el crecimiento cristalino (Fig 4.6). Frecuentemente, se puede observar a techo de estos niveles un retoque o removilización del ápice superior de los cristales,

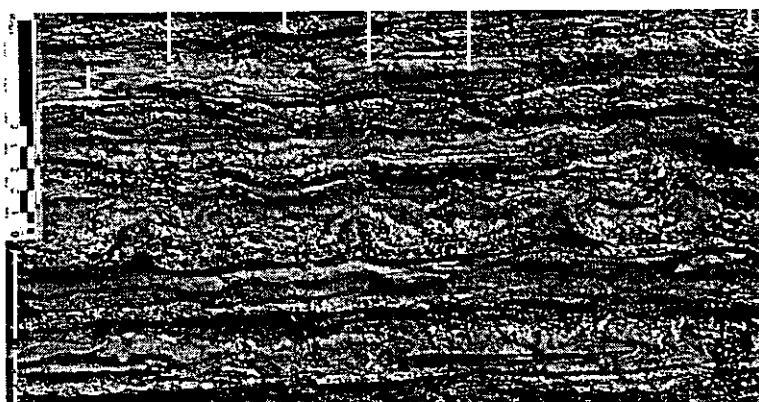


Figura 4.5. Detalle que ilustra las láminas de yeso primario, destacando los finos niveles de yeso microselénita en el centro de la fotografía.

encontrándose cristales (porciones de cristales) fragmentados y tumbados. En ocasiones, dependiendo de su posición en la secuencia, los microselenitas aparecen constituidos por una masa no translúcida de color blanco y texturas alabastrinas que evidencian el paso por una fase anhidrítica previa (Rouchy *et al.*, 1994) y su posterior rehidratación en condiciones superficiales.

En lámina delgada, los niveles de microselenitas no están formados completamente por monocristales orientados según la vertical, sino que son policristalinos con gradaciones de tamaños de cristal hacia el techo de una misma costra, hecho unido a una escasez de matriz intercrystalina. Así, dentro de una misma costra cristalina, puede diferenciarse una zona inferior formada por un mosaico cristalino (media=1 mm) inequigranular idiotópico, en ocasiones con yeso lenticular intrasedimentario orientado de forma paralela al substrato, y mezclado pasando hacia el techo a cristales elongados verticalmente formando una empalizada de unos 5 mm de longitud, que a veces alterna con cristales prismáticos inclinados (Fig. 4.7). A veces, estos macrocristales, cuya extinción no es uniforme, se encuentran constituidos por 3 o 4 subcristales bien definidos, elongados, prismáticos y con extinciones muy próximas. Frecuentemente, las costras microseleníticas aparecen creciendo sobre cúmulos de cristales yesíferos de carácter detrítico incluidos en una matriz carbonática (magnésítica o dolomítica) con restos vegetales flotados.



Figura 4.6. Detalle de costra microselenítica con pliegues de deformación producidos por competición en el crecimiento cristalino.

Las rosetas de sílice son muy frecuentes en los mosaicos cristalinos y los relictos de anhidrita son aparentemente escasos, aunque se pueden reconocer algunas fábricas desorientadas y ciertas texturas alabastrinas de yeso secundario que evidencian el paso por una fase anhidrítica anterior (anhidritización sinsedimentaria). Así, las costras cristalinas que, a macroescala se observan anhidritizadas (actualmente rehidratadas a yeso secundario) se componen de agregados mesocristalinos anhedrales (media= 750 μm) inequigranulares de contactos suturados que, en ocasiones, toman morfologías elongadas y texturas fluidales.



Figura 4.7. Aspecto en lámina delgada (nícoles paralelos) de una costra microsemitica donde se aprecia una transición desde los cristales de yeso basales (lenticulares) a un mosaico de cristales y finalmente una empalizada cristalina hacia la parte superior. Escala= 2mm

Subfacies de yeso detrítico (YL_D)

Aunque las subfacies de yeso detrítico no han sido encontradas formando grandes espesores, forman parte de las secuencias anteriormente descritas, en láminas cuyo espesor máximo puede alcanzar excepcionalmente los 2 cm. Estas subfacies se encuentran asociadas con finos niveles de carbonatos laminados (magnesita o dolomita) con un porcentaje variable de arcillas. Los clastos yesíferos se caracterizan por ser siempre transparentes y translúcidos, aunque los procesos de anhidritización sinsedimentaria pueden enmascarar morfologías previas y estructuras sedimentarias, como es el caso de la sección Mar-2. Presentan una laminación muy difusa que se corresponde con gradaciones verticales de tamaño de clasto, encontrándose a veces estructuras de flujo (ripples). Las morfologías de los clastos yesíferos son casi siempre angulosas y subangulosas, reflejando la baja intensidad de transporte del flujo inductor del depósito (Fig. 4.8).

En lámina delgada se observan gradaciones de tamaño de los clastos de yeso, encontrándose tamaños máximos de 1,5 mm y mínimos de 75 μ m. Los niveles de yeso detrítico se caracterizan por la presencia de una matriz carbonático-lutítica (magnésica fundamentalmente) que soporta los clastos yesíferos (Fig. 4.9; Lámina I.A). Las morfologías más comunes son subangulosas trapezoidales, hexagonales, prismáticas, pseudo-

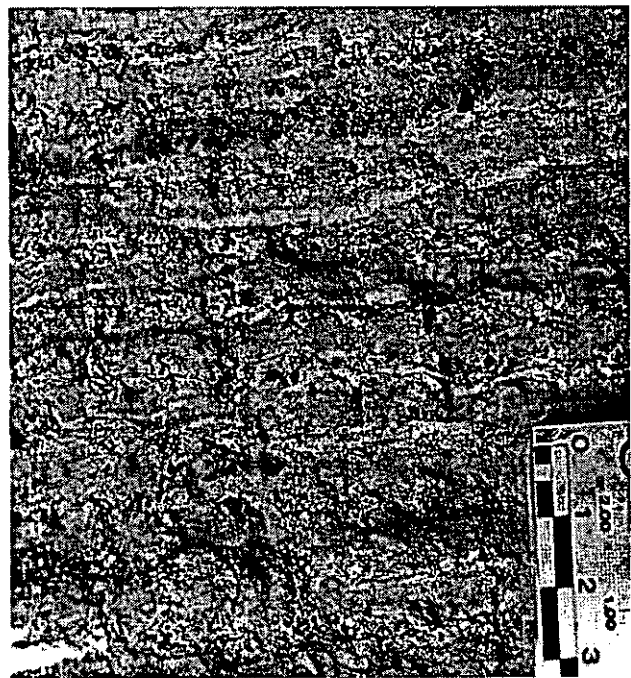


Figura 4.8. Detalle de las láminas de yeso detrítico, donde se aprecian las morfologías angulosas y subangulosas de los clastos yesíferos.

rómbicas y pseudo-lenticulares, con baja redondez de sus caras cristalinas. La presencia

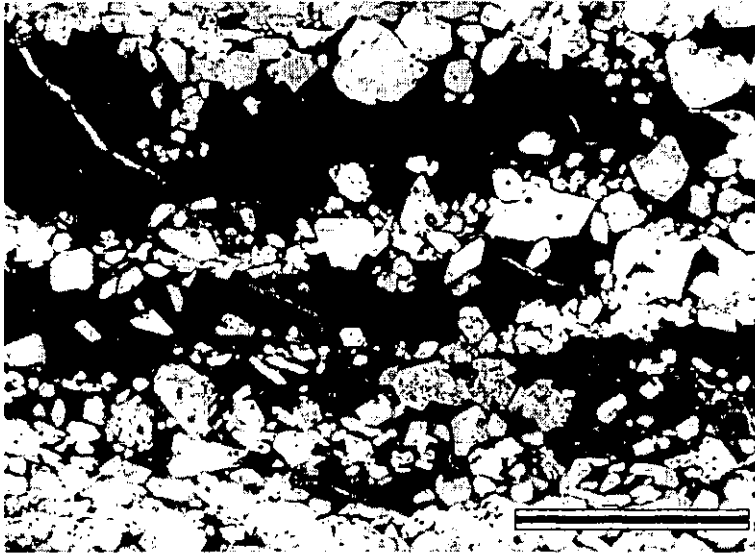


Figura 4.9. Aspecto de las láminas de yeso detrítico en alternancia con magnesita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

de cristales maclados constituye un rasgo común de esta subfacies. El yeso detrítico se encuentra normalmente asociado al techo de costras microseleníticas, reflejando que se nutren de los precipitados yesíferos que integran las mismas secuencias. Son frecuentes los relictos de anhidrita, así como rosetas de sílice y calcedonias, incluidos en los cristales de mayor talla.

Subfacies de yeso lenticular (YL₁)

Esta subfacies puede encontrarse tanto en asociación con las subfacies microsele-níticas y detríticas como, en una mayor proporción, hacia el techo de la Unidad Intermedia en el sector SE de la cuenca. El yeso laminado lenticular está generalmente asociado a una matriz intercrystalina compuesta de carbonato magnésico/arcillas (magnesita-dolomita) con texturas micríticas y restos vegetales flotados, formando finos niveles de 1-2 cm de grosor. Los yesos lenticulares presentan gran variabilidad de tamaños y, aunque el tamaño medio está próximo a 500 μ m, pueden llegar a alcanzar



Figura 4.10. Láminas de yeso lenticular en alternancia con magnesita (nícoles paralelos; escala = 1mm).

1,25 mm como máximo. Por lo general, no se encuentran evidencias de deformación de las láminas arcilloso-carbo-náticas producidas en un crecimiento cristalino intrasedimentario. Los cristales lenticulares toman una orientación preferencial paralela a la estratificación. Existen otras morfologías cristali-nas yesíferas bastante frecuentes, como las róm-bicas-subrómbicas

que aparecen interlaminadas con las lenticulares. (Fig. 4.10). Normalmente, el yeso lenticular carece de inclusiones de la matriz, relictos de anhidrita, o rosetas de sílice, calcedonias o cuarzos idiomorfos. Solamente y en contadas ocasiones, se reconoce una película de inclusiones hacia los bordes cristalinos, que indican la existencia de sobrecrecimientos de los cristales de yeso.

2. 1. 2. INTERPRETACIÓN

Las secuencias de yeso laminado con carbonatos/arcillas a pequeña escala son frecuentes en el registro sedimentario de depósitos antiguos y actuales (Ergun, 1977; Truc, 1980; Lowenstein, 1982; Magee, 1991; Sanz-Montero *et al.*, 1994). Las litofacies de yeso laminado (incluyendo las tres subfacies citadas anteriormente) forman secuencias sedimentarias de espesor métrico con una laminación de orden milimétrico-centimétrico, que son muy similares a los casos descritos por Sanz-Montero *et al.* (1994) y Rodríguez Aranda (1994) en la cercana Cuenca de Madrid o a las expuestas por Ergun (1977) en la Cuenca de Cankiri-Corum en Turquía, Truc (1980) en la Cuenca de Mormoiron en Francia, o Magee (1991) en lagos cuaternarios del sureste de Australia.

Este hecho hace pensar que su presencia es propia de ambientes deposicionales semejantes, que favorecen la preservación de un carácter cíclico en la sedimentación. La descripción de las asociaciones de facies, así como la interpretación de la secuencialidad será objeto de estudio en el capítulo 6.

Tradicionalmente, se ha pensado que la presencia de yeso cristalino en forma de selenita es el producto de una precipitación directa a partir de una salmuera saturada en sulfato cálcico, por una nucleación subacuática en la interfase sedimento-agua (Schreiber, 1978; Rouchy *et al.*, 1994). El crecimiento de cristales selenitas requiere unas condiciones estables y un estado cercano a la saturación del yeso por un largo tiempo, condiciones que sólo pueden ser alcanzadas en ambientes restringidos, tales como charcas ubicadas en márgenes lacustres (Sanz-Montero *et al.*, 1994) o, en general, en un ambiente lacustre somero (Rodríguez-Aranda, 1994), como viene demostrado por la escasa potencia, cercana a 1-2 cm, de las costras seleníticas. Los pliegues de deformación que se encuentran asociados a las costras microseleníticas se relacionan con presiones de cristalización y crecimiento competitivo de los cristales (Rouchy, 1982).

Las costras microseleníticas de los materiales de yeso laminado de la Cuenca de Calatayud presentan hacia la parte más alta de las secuencias evidencias de una anhidritización sinsedimentaria (ahora rehidratadas a yeso) por exposición en condiciones áridas superficiales (Moiola y Glover, 1965; Shearman, 1983; Rouchy *et al.*, 1994), que serían indicativas de etapas periódicas de desecación. Del mismo modo, Sanz-Montero (1994) ha señalado que los períodos relativamente largos de crecimiento selenítico pueden ser seguidos por fases de fuerte evaporación que causan anhidritización temprana y/o recristalización del depósito previamente formado.

Los rasgos presentes en algunas costras microseleníticas de cristales caídos y en ocasiones orientados constituyen una evidencia del retrabajamiento de los precipitados yesíferos en ambiente de margen lacustre, que origina las distintas láminas de yeso detrítico. Aunque, el retrabajamiento de depósitos de yeso constituye un importante proceso en muchas cuencas evaporíticas básicamente marinas, en ambientes lacustres en cuencas continentales, destacan los estudios de Truc (1978, 1980) en la Cuenca de Mormoiron (Francia), o Rodríguez-Aranda (1994) y Sanz-Montero *et al.* (1994) en la Cuenca de Madrid. El yeso detrítico de la Cuenca de Calatayud no forma grandes acumulaciones, sino que se dispone en pequeñas láminas en asociación con costras de yeso selenita. Nosotros interpretamos que su formación tuvo lugar en un ambiente deposicional muy similar al reflejado para la deposición del yeso selenita. La escasa profundidad del medio conduce a que, en una primera fase, pequeños descensos del nivel de agua del lago salino permitan el retrabajamiento o retoque de costras microseleníticas por oleaje en el litoral lacustre, de forma similar a lo expuesto por Rodríguez-Aranda (1994) o Sanz-Montero *et al.* (1994) (Fig. 4.11a y b), a la vez que en sectores algo más marginales existe exposición y anhidritización de las costras. En una segunda fase (Fig. 4.11c)

la llegada de aguas al sistema lacustre, con frecuencia mediante mantos de arroyada o tormentas, induce la redeposición del yeso en áreas lacustres más centrales, con formación de un fino depósito laminado o gradado, acompañado de una decantación de arcillas-limos o precipitación de carbonatos magnésicos. En áreas más marginales, hacia el mudflat salino, los mantos de arroyada (*sheet flood*) pueden erigirse en los mecanismos más importantes para un retrabajamiento y redeposición del yeso (Sanz-Montero *et al.*, 1994). En todo caso, las morfologías angulosas-subangulosas

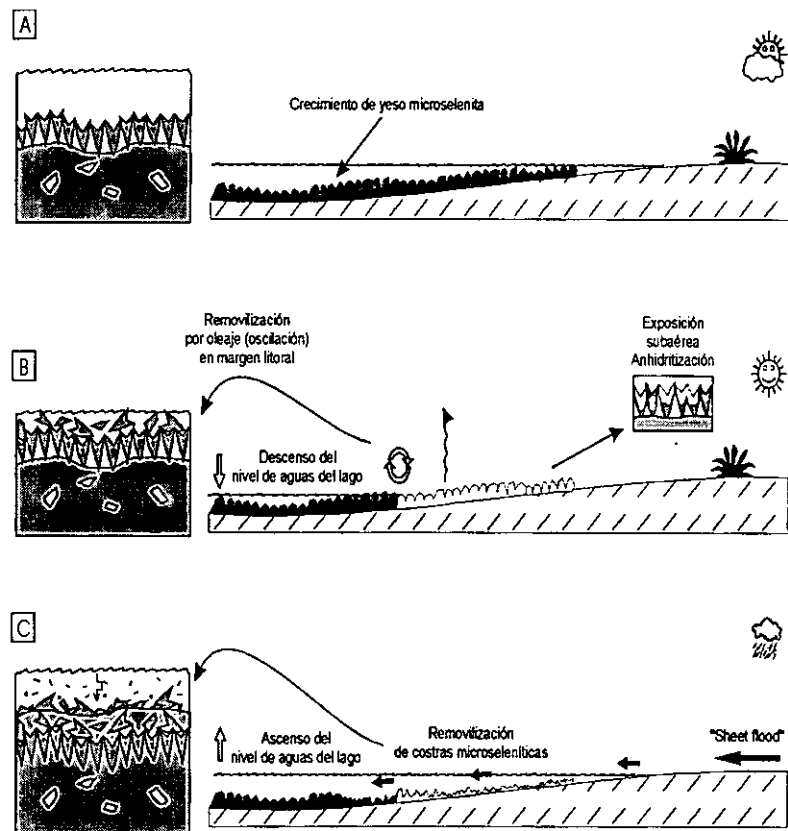


Figura 4.11. Modelo de génesis de yeso detrítico; a) precipitación de yeso microselenita b) descenso del nivel del lago, removilización por oleaje en zona litoral; c) removilización de costras microseleníticas por "sheet flood" y redeposición en áreas más internas del lago (modificado de Sanz-Montero *et al.*, 1994).

del yeso indicarían una ausencia de transporte efectivo en las secuencias con un leve retoque de las morfologías cristalizadas "in situ" que elimina cualquier hipótesis de alimentación extracuenal.

Finalmente, la subfacies de yeso laminado lenticular se caracteriza por una ausencia de rasgos típicos de exposición subaérea, encontrándose, por lo general inmersos en una matriz carbonática-arcillosa (magnésítico-dolomítica) conteniendo restos vegetales flotados y orientados. La existencia de carbonato magnésico (magnesita/dolomita), así como arcillas de color gris y verde interlaminados con yeso son indicativos de un ambiente en el que permanecen condiciones estables subacuáticas, sólomente sujetas a cambios estacionales. Los cristales lenticulares de yeso serían probablemente depositados en un lago somero (margen lacustre), donde crecerían en la interfase aire-salmuera hundiéndose posteriormente al fondo del lago, como han indicado Schreiber (1978) y Truc (1980). En el caso de lentículas de mayor tamaño, el crecimiento se realizaría en la interfase sedimento-agua (Sanz-Montero *et al.*, 1994). Las lentículas de yeso se caracterizan por una ténue orientación paralela al substrato, lo cual puede ser indicativo tanto de la adopción de una posición de mayor estabilidad después de su caída al fondo del lago, como de la acción de corrientes laminares difusas.

2. 2. LITOFACIES DE YESO MACROLENTICULAR Y ROSAS DEL DESIERTO (Y_{RD})

2. 2. 1. DESCRIPCIÓN

La litofacies de yeso macrolenticular y rosas del desierto se presenta fundamentalmente en relación con el techo de la Unidad Intermedia, en estrecha asociación con una pauta de progresiva dulcificación, que conduce a un aumento del porcentaje relativo carbonato/yeso, terrígenos, y la aparición de determinados rasgos (bioturbación de raíces y grietas de desecación) propios de exposiciones subaéreas periódicas.

En general, estas dos tipologías de yeso suelen encontrarse conjuntamente, sobre todo en relación con la Subunidad M_D -INT y, en menor proporción, en la Y_{MB} -INT o Y_{LM} -INT. Sin embargo, son frecuentes las descripciones realizadas en tramos lutíticos-margosos de otras subunidades, como la Y_{LN} -INF o L_G -INF.

Los yesos macrolenticulares se caracterizan por una gradación de tamaños, desde un poco más de 1 cm hasta longitudes cercanas a los 50 cm. Presentan por lo general una fábrica no orientada en relación con tramos de potencia moderada y de naturaleza margosa (dolomítica-magnésítica) o carbonático-terrígena. Por lo general, forman entramados o enrejados tridimensionales, y pueden encontrarse maclados (macla de cola de golondrina o punta de flecha). Son parcialmente translúcidos, presentando

coloraciones amarillentas a ámbar (Fig 4.12. Lámina I.B). Poseen un carácter esencialmente desplazativo, aunque dado el abundante contenido en impurezas, parece

evidente también una componente incorporativa en su proceso de crecimiento.



Figura 4.12. Aspecto de campo de yesos macrocristalinos en matriz dolomítica.

Como se ha comentado previamente, su máxima expresión se concentra hacia el techo de la Unidad Intermedia en la Subunidad M_D -INT, muy cerca del contacto con la Subunidad DC_{PY} -INT. En esta última, no se conservan los cristales de yeso, encontrándose sus moldes en relación con niveles brechoideos o pseudomorfizados por

calcita. En este sentido, se han localizado pseudomorfos de macrocristales aplanados de 3-4 cm de longitud que se disponen de forma perpendicular u oblicua al substrato. También se han localizado macrocristales de este tipo en relación con tramos complejos, que contienen niveles de yeso nodular de disposición columnar en la Subunidad Y_{LM} -INT.

Las rosas del desierto son agregados de cristales lenticulares centimétricos (1-2 cm) de yeso que suelen presentarse aislados en un encajante lutítico-margoso o en relación con niveles constituidos por lentículas de yeso, formados por un desarrollo masivo intrasedimentario (costras de yeso, Rodríguez-Aranda, 1994). Las lentículas, de características muy similares a las macrolentículas presentadas anteriormente, se sueldan y entrecruzan entre sí formando agregados de tamaño decimétrico. Se encuentran preferentemente en a techo de la Subunidad M_D -INT, donde aparecen coincidiendo con la progresiva desaparición de niveles microseléníticos y bajo los niveles con mayor representación de macrolentículas yesíferas.

2. 2. 2. INTERPRETACIÓN

Las condiciones ambientales son capaces de ejercer un control sobre la solubilidad, cinética de nucleación, y el crecimiento de cristales de sulfato cálcico, entre las que se incluyen el grado de sobresaturación, la temperatura, el pH, el crecimiento medio, tasa y período de crecimiento, y la presencia de aditivos, moléculas complejas y

orgánicas (Cody, 1979; Cody y Hull, 1980). Teniendo en cuenta todas estas condiciones, el yeso puede cristalizar con una gran variedad de hábitos, siendo las morfologías prismáticas y las piramidales-prismáticas las más comunes en ambientes deposicionales.

En estudios realizados sobre la morfología de crecimiento del yeso, se ha observado que la presencia de iones como el Na^+ (Edinger, 1973) y de materia orgánica (Cody, 1979) en solución, son capaces de provocar la inhibición del crecimiento de las caras (111) y (103), proporcionando el desarrollo de cristales piramidales aplanados en la dirección del eje c. Estos aditivos se encuentran presentes en una gran variedad de ambientes sedimentarios evaporíticos donde se favorece un desarrollo de cristales piramidales (lenticulares o discoidales) en un encajante lutítico o carbonático. Cody y Cody (1988) han subrayado además que las altas temperaturas favorecen el desarrollo de caras curvas y morfologías lenticulares. El crecimiento de yeso lenticular está claramente controlado por aguas subterráneas (Teller *et al.*, 1982; Bowler y Teller, 1986), siendo un proceso asociado con evaporación capilar cerca de la superficie.

Únicamente un prolongado y lento crecimiento en condiciones alcalino-neutras, con adsorción de aditivos orgánicos, produce cristales piramidales-lenticulares. Cuando la materia orgánica es escasa o está ausente, comienzan a actuar otros factores secundarios sobre el crecimiento, produciendo una gran cantidad de hábitos cristalinos. Sin embargo, con el incremento en materia orgánica, se desarrollan maclas inter cruzadas según (100), llegando a formar finalmente rosetas de cristales de yeso, que crecen mejor con altas temperaturas (Cody y Cody, 1988). De este modo, la disposición en rosetas podría ser controlada por la presencia de ácido tánico, componente característico de materia orgánica de origen continental. Las bajas tasas de crecimiento producen grandes cristales, aunque menos numerosos, debido al bajo grado de sobresaturación; estos cristales poseen un carácter más desplazativo que inclusivo provocando que las inclusiones sean más escasas que cuando el crecimiento es rápido (Kastner, 1970; Edinger, 1973).

Una gran parte de estas morfologías y litofacies yesíferas se encuentran en estrecha relación con procesos de bombeo evaporítico (Hsü y Siegenthaler, 1969) desde un nivel freático próximo a superficie. Si bien la precipitación de cristales de yeso intrasedimentario puede realizarse en un ambiente freático o vadoso (Arakel, 1980), los procesos que los originan son más efectivos en ambiente vadoso por evaporación capilar (Watson, 1983; 1985).

La particular evolución sedimentaria reflejada en las subunidades Y_{LM} -INT, M_D -INT y CB_{py} -INT permite la interpretación de un paso progresivo en la vertical, desde facies subacuáticas de margen lacustre hacia facies con mayores evidencias de exposiciones subaéreas periódicas en ambiente de *mudflat* salino. Tales evidencias se traducen en la existencia de huellas de raíces, rellenos de las mismas, grietas de desecación, y un aumento del porcentaje relativo de terrígenos. En este contexto sedimentario, el paso por períodos caracterizados por una exposición de las facies

lacustres, permite el desarrollo de crecimientos intrasedimentarios macrolenticulares y de rosas del desierto en ambiente vadoso.

Sin embargo, en algunos ambientes lacustres (Arakel, 1980; Arakel y Mc Conchie, 1982) y sabkhas costeras (Shearman, 1978), las fábricas con macrocristales dispersos orientados aleatoriamente se relacionan con un desarrollo freático, aunque estas mismas fábricas también son frecuentes en ambiente vadoso (Rodríguez-Aranda, 1994) cuando las condiciones de precipitación se mantienen estables durante un corto tiempo (Magee, 1991) (Fig. 4.13a).

La disposición vertical de macrocristales lenticulares observada en algunos casos ha sido atribuida a precipitación en ambiente vadoso (Rodríguez-Aranda, 1994) (Fig. 4.13b). Rosen y Warren (1990) interpretan esta precipitación como el resultado de la combinación de un movimiento capilar *per ascensum* y un desarrollo cristalino según la dirección de mínimo esfuerzo; este crecimiento estaría condicionado por una red incipiente de fisuración.

Por último, Watson (1983, 1985) explica la génesis actual de las rosas del desierto como debida a una precipitación intrasedimentaria en el límite entre la zona vadosa y freática favoreciendo su estructuración en niveles concretos y definidos (Fig. 4.13c).

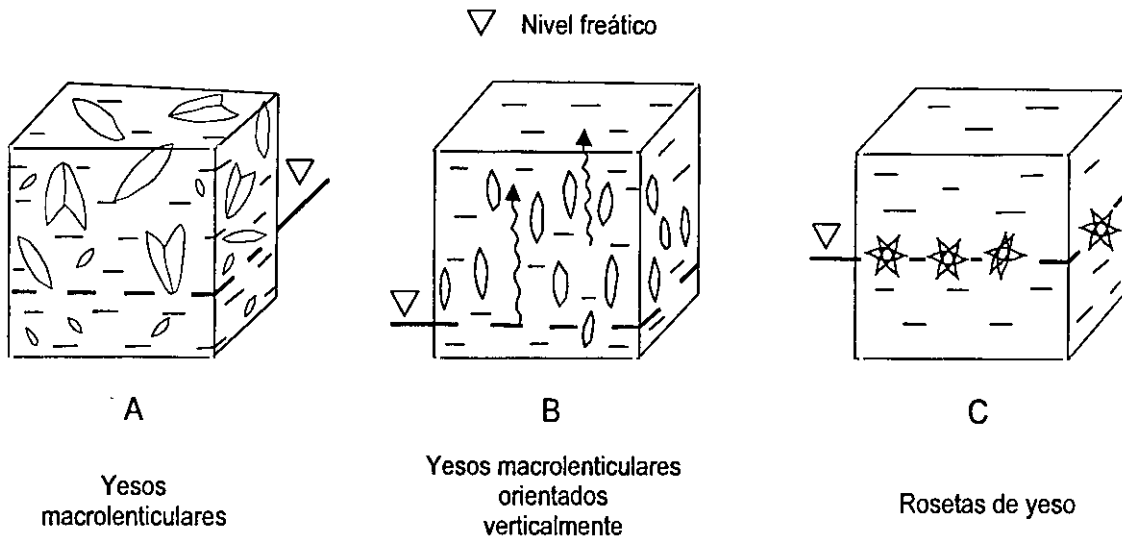


Figura 4.13. Modelo de génesis de yesos macrolenticulares y rosas del desierto (modificado de Rodríguez-Aranda, 1994).

2. 3. LITOFACIES DE YESO MESOCRISTALINO BIOTURBADO (Y_B)

2. 3. 1. DESCRIPCIÓN

La presencia de estas litofacies en la Cuenca de Calatayud se reconoce sólomente a lo largo de la margen derecha del Río Jiloca, desde aproximadamente la localidad de Villafeliche hasta 2-3 km al NO de Fuentes de Jiloca, formando buena parte de la Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados (Y_{MB-INT}), dentro de la cual se reconocen tramos que en su máxima potencia alcanzan casi los 70-80 m. Según Ortí *et al.* (1994), la litofacies de yesos bioturbados puede encontrarse igualmente en el sector Sur de Armantes (Yesos de Armantes), a unos pocos kilómetros al NO del Castillo de Calatayud, aunque transformados a yeso secundario por anhidritización sinsedimentaria intensa; sin embargo, esta información no ha podido ser constatada en nuestras observaciones en el sector Sur de Armantes. En este sentido, es necesario apuntar el carácter secundario de la cobertera yesífera de gran parte de los afloramientos en ese sector, así como el carácter hipersalino de las facies evaporíticas deposicionales encontradas en sondeos, con una interpretación paleoambiental muy distinta a la de las litofacies que describimos.

De acuerdo con lo expresado anteriormente, esta litofacies constituye los depósitos de carácter yesífero más meridionales que pueden ser encontrados en la Cuenca de Calatayud, formando una estrecha prolongación de las facies evaporíticas de la Unidad Intermedia. En afloramiento, se presentan como:



Figura 4.14. Cantera de yesos de la localidad de Montón (yeso mesocrystalino bioturbado).

a) bancos de potencia métrica (1,3-1,5 m) intercalados con niveles de lutitas rojas y carbonatos nodulosos y tobáceos.

b) tramos masivos decamétricos que han sido localmente explotados en cantera, como es el caso de la explotación próxima a Montón (Fig. 4.14). Dentro de este aspecto masivo de estos depósitos, se

pueden diferenciar subtramos de entre 2-5 m, en función del color, contenido relativo en yeso y carbonato, bioturbación, silicificación, etc...

De visu, esta litofacies se compone de un soporte carbonático (dolomita o calcita) y yeso micro-mesocrystalino lenticular (preferentemente mesocrystalino) en proporciones relativas variables. Los materiales de esta litofacies presentan un color crema a blanquecino, con intercalaciones de tramos algo más oscuros, y se encuentran intensamente bioturbados en forma de una densa red de estriotúbulos (posibles chironómidos y coleópteros), definidos como *"tangle-patterned burrowing"* por Rodríguez-Aranda y Calvo (1998). Los estriotúbulos pueden alcanzar longitudes de hasta varios cm y se disponen según orientaciones preferentes subverticales (Lámina I.C). Se reconocen niveles margosos intercalados de color verde y negro con un importante grado de yesificación, restos vegetales flotados y restos esqueléticos de micromamíferos, que han proporcionado un importante yacimiento paleontológico (Montón). Del mismo modo, son frecuentes los niveles con una composición dominante carbonático-margosa (frecuentemente dolomítica), a los que se asocia el crecimiento de cristales macrolenticulares de yeso distribuidos al azar (Fig. 4.15), que en algún caso alcanzan hasta 50 cm, o morfologías tipo rosa del desierto.



Figura 4.15. Cristales macrolenticulares de yeso distribuidos al azar en un nivel dolomicrítico.

Son frecuentes los nódulos silíceos de color negro o rojizo acaramelado que se disponen aislados o formando finos niveles irregulares de escasa continuidad lateral (Fig. 4.16). También se han encontrado silicificaciones rellenando moldes de bioturbaciones (Fig. 4.17). La fácil alteración meteórica de estos depósitos desemboca en la génesis de materiales pulverulentos, blandos, de color blanquecino, quedando la sílice como producto residual.



Figura 4.16. Detalle de nódulo silíceo en yesos mesocrystalinos bioturbados.

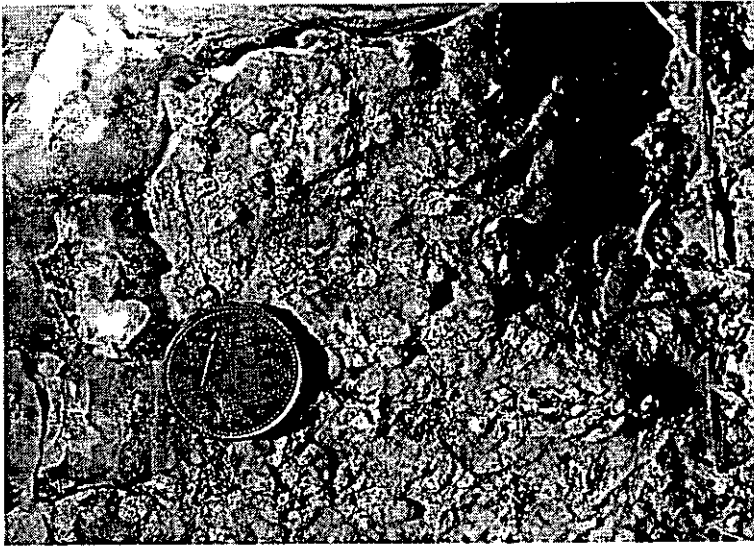


Figura 4.17. Detalle de bioturbaciones silicificadas.

En lámina delgada, las texturas del carbonato encajante son generalmente micríticas masivas, en ocasiones peloidales. También, son comunes las texturas de carbonatos bioclásticos, y de tobas de caráceas en algunos niveles intercalados en secuencias de yeso bioturbado. Dependiendo de la proporción carbonato/yeso, se pueden describir texturas básicamente constituidas por un encajante carbonático con bioturbaciones (0,5- 1,5 mm de diámetro medio) de sección usualmente circular, que se encuentran rellenas de mesolentículas o de cemento yesífero. El yeso componente de estas litofacies se encuentra en forma de lentículas con distribución bimodal (100 y 400 μm aproximadamente) que solamente se encuentran maclados en niveles pobres en matriz carbonática. En muestras con matriz carbonática prácticamente ausente, se ha observado la formación de crecimientos sintaxiales irregulares alrededor de las lentículas de yeso hasta el punto de formar mosaicos suturados. En este último caso, las mesolentículas están enriquecidas en inclusiones del encajante, si bien las texturas más frecuentes carecen de impureza alguna, así como de relictos de anhidrita, evidenciando la ausencia del paso por un proceso previo de anhidritización sinsedimentaria, tan frecuente en otras litofacies descritas. La distribución de las

mesolentículas puede ser irregular, si bien la textura más frecuente se compone de mesolentículas orientadas por una intensa bioturbación. La sección longitudinal de las bioturbaciones denota morfologías de los túbulos predominantemente rectas con una disposición convexa de mesolentículas respecto a las paredes del túbulo, mientras que las secciones transversales

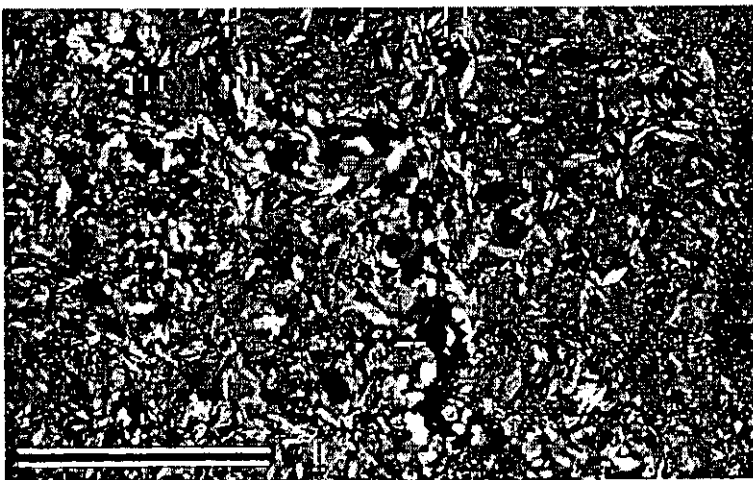


Figura 4.18. Sección longitudinal de un estriotúbulo relleno con un mosaico de yeso equigranular euhedral-subhedral mesocristalino (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

son rápidamente identificadas por la disposición concéntrica de alineaciones de lenticulas de yeso alrededor del túbulo. En general, las bioturbaciones estan rellenas de dos formas diferentes: a) con mosaicos equigranulares euhedrales-subhedrales micro y mesocristalinos (Fig. 4.18); b) morfologías de relleno con lenticulas de yeso alineadas y dispuestas en menisco convexo hacia la parte más profunda del estriotúbulo (Fig. 4.19; Lámina I.D).

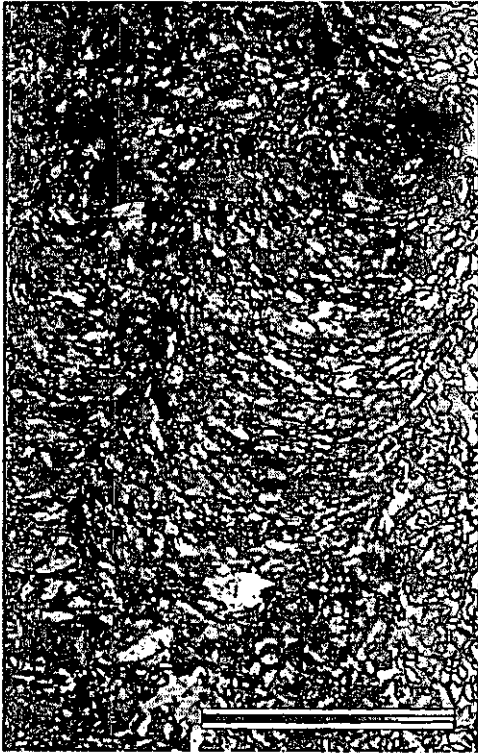


Figura 4.19. Sección longitudinal de un estriotúbulo en el que los cristales lenticulares de yeso se disponen de forma convexa (nícoles paralelos; e. = 2 mm).



Figura 4.20. Sección longitudinal de un estriotúbulo con yesos mesolenticulares pseudomorfizados por calcita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

En relación con el cambio de facies hacia el SE de la Subunidad Y_{MB}-INT a materiales lutíticos-carbonáticos, se pueden encontrar las mismas texturas descritas, aunque pseudomorfizadas por calcita (Fig. 4.20), representando en ocasiones a tramos de más de 10 m de potencia (área de Montón) a techo de las litofacies primarias.

2. 3. 2. INTERPRETACIÓN

Los yesos micro-mesocristalinos bioturbados constituyen una litofacies primaria característica de los sistemas evaporíticos de gran parte de las cuencas terciarias ibéricas. Así, su existencia ha sido descrita, entre otras, en la Fosa de Teruel (Ortí, 1987; Anadón *et al.*, 1997), en la Cuenca de Madrid (Rodríguez Aranda, 1995), en la Cuenca del Duero (Corrochano y Armenteros, 1989) y en la Cuenca del Ebro (Salvany *et al.*, 1994). En la

Cuenca de Calatayud, estas litofacies son primeramente citadas por Ortí (1987), Rosell y Ortí (1992), y tratadas más profundamente en Ortí *et al.* (1994). Generalmente, estas litofacies se caracterizan por una serie de rasgos básicos similares, como es la existencia de facies de yeso lenticular no maclado, con recrecimientos sintaxiales (yeso micro-mesocristalino unimodal y de forma minoritaria bimodal) con abundantes bioturbaciones tubulares-estriotúbulos (Rodríguez Aranda y Calvo, 1995; 1998).

El yeso mesolenticular característico de esta litofacies ha sido interpretado por Rodríguez Aranda (1995) como un precipitado en ambiente lacustre somero con salinidades probablemente menores de 150 gr/l, condiciones en las que los cristales nuclearían en el interior de la salmuera y/o en la interfase aire/salmuera, cayendo con posterioridad al fondo. Estas morfologías lenticulares estarían en relación con un gran contenido en materia orgánica de la salmuera, que vendría así mismo representado por el intenso grado de bioturbación (insectos y anélidos).

Las litofacies de yeso mesolenticular bioturbado de la Subunidad Y_{MB} -INT de la Cuenca de Calatayud se caracterizan por una aparente homogeneidad textural, pero que, en realidad, tiene una gran variabilidad, fundamentalmente en función de la relación carbonato/yeso. Esta relación depende de las oscilaciones en el grado de salinidad de la salmuera, que se relaciona con la tasa de aporte de aguas dulces al medio deposicional.

Las litofacies de yeso mesolenticular bioturbado de la Cuenca de Calatayud son características de la precipitación en un ambiente lacustre, cuya interpretación se encuentra estrechamente ligada a la de la Subunidad Y_{MB} -INT, junto con las litofacies carbonáticas que también han sido descritas. El carácter marginal de este medio deposicional, respecto del sistema lacustre evaporítico-carbonático de Unidad Intermedia, provoca que quede bajo la influencia de aportes periódicos de aguas dulces, como indica la presencia de niveles de tobas de caráceas y carbonatos palustres, además de niveles de acumulación de restos de micromamíferos en niveles margosos.

La alta variabilidad textural de esta litofacies es consecuencia de cambios en el medio deposicional, principalmente relacionados con la concentración de las aguas del sistema lacustre, así como las oscilaciones en el nivel de agua del lago. En este sentido, en la Subunidad Y_{MB} -INT, se han descrito niveles carbonáticos (dolomíticos) propios de ambiente de *mudflat*, en los que existen evidencias para un desarrollo en condiciones vadosas de macrolenticulas de yeso y rosas del desierto, aunque, por otra parte, los niveles masivos formados por mesolenticulas de yeso son indicativos de una precipitación en un ambiente lacustre somero; así, entre estos dos términos existen una gran cantidad de grupos texturales intermedios, que son el producto de una superposición de fases sedimentarias en función de variaciones ambientales reflejadas en el medio deposicional.

En este sentido, en áreas más centrales de este sistema deposicional, con lámina de agua estable, la precipitación de mesolenticulas de yeso se produce en la interfase

salmuera/aire, con posterior caída al fondo, formándose niveles masivos donde la proporción de matriz dolomítica es mínima o nula (Fig. 4.21a). Las mesolentículas de yeso podrían recrecer y ser bioturbadas en el sustrato una vez hubieran sido depositadas.

Sin embargo, en momentos en que las aguas del sistema lacustre descienden o en áreas de *mudflat* ("mudflat dolomítico") en condiciones freáticas, se puede dar lugar a una intensa "yesificación" o crecimiento de mesolentículas en los primeros centímetros de sedimento dolomítico, que tiene un carácter reemplazativo (Fig. 4.21b).

Por último, en momentos con exposición subaérea del sustrato dolomítico o en áreas más marginales del *mudflat*, el desarrollo de yeso, en condiciones vadasas, se traduce en macrolentículas y rosas del desierto, así como la existencia de procesos de cementación a favor de bioturbaciones (Fig. 4.21c).

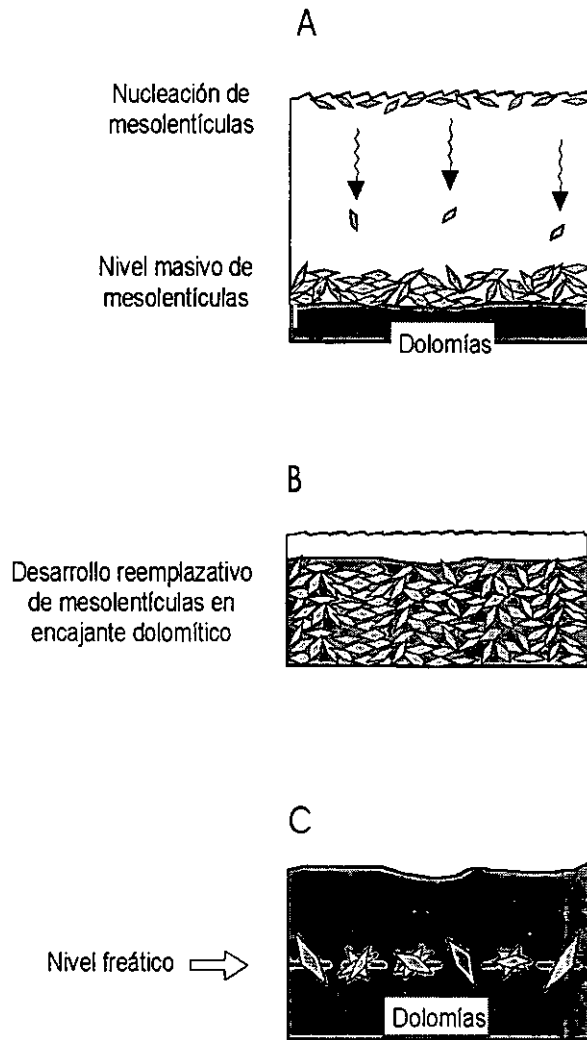


Figura 4.21. Modelo de génesis de las diferentes litofacies de yeso mesocristalino bioturbado.

3. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES YESÍFERAS POSTDEPOSICIONALES

Las litofacies postdeposicionales que van a ser descritas en este capítulo se reconocen en los materiales aflorantes o expuestos de la Unidad Inferior correspondientes a las subunidades L_R -INF, Y_{LN} -INF y Y_L -INF. Como se ha tenido oportunidad de observar en capítulos precedentes, los diferentes sondeos de investigación salina realizados en la cuenca, básicamente en el área Sur de Armantes y en Paracuellos de Jiloca, han permitido constatar la existencia de fases salinas deposicionales no exclusivamente formadas por sulfato cálcico (halita, glauberita y thenardita) pero que carecen de representación en superficie, bien porque se encuentran

en profundidad, o porque han sido reemplazadas por yeso secundario en condiciones meteóricas.

Así, los sondeos de Armantes permiten determinar una cobertera de meteorización de los depósitos salinos que oscila entre los 10-15 m de espesor, que aunque puede considerarse reducido, indudablemente imposibilita el estudio directo de las facies deposicionales, siendo necesario basarlo en evidencias indirectas observadas en afloramiento o en lámina delgada. Lamentablemente, no se ha tenido acceso al estudio de los testigos de los grandes sondeos realizados en la cuenca, ya que en ambos casos han sido perdidos o eliminados, aunque se cuenta con la existencia de columnas litológicas de testificación muy sencillas que, si bien no aportan un adecuado detalle, proporcionan una valiosa información para la interpretación de medios deposicionales.

Se han diferenciado cinco grandes grupos dentro de las litofacies yesíferas postdeposicionales: las que poseen un origen a partir de facies deposicionales anhidríticas (1) y glauberíticas (2), venas de yeso fibroso (3), y yeso macrocristalino (4) que se relacionan fundamentalmente con la Unidad Inferior, y finalmente un grupo muy específico correspondiente a nódulos columnares de yeso (5), que se asocia básicamente a la Unidad Intermedia. Si bien, las facies nodulares se estudian en los grupos 1 y 2, los nódulos columnares de yeso se analizan por separado, ya que constituyen un grupo con unas connotaciones genéticas distintas a los primeros, de gran importancia paleogeográfica-ambiental. Las litofacies postdeposicionales de procedencia anhidrítica son, sin duda, las más abundantes dentro del registro de la Unidad Inferior de la cuenca, con amplia distribución espacial y temporal.

3. 1. YESO POSTDEPOSICIONAL. LITOFACIES PROCEDENTE DE GLAUBERITA (G_I , G_N , G_L)

3. 1. 1. DESCRIPCIÓN

Las evidencias indirectas sobre la presencia de glauberita en los depósitos evaporíticos que integran la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud se han basado durante mucho tiempo en la aparición de eflorescencias de carácter sódico en afloramiento, y en especial en cavidades naturales y artificiales (González Lasala, 1854; Sánchez-Moral, 1993). En el informe del I.G.M.E. (1980) se citan indicios de sulfato sódico en la Cuenca de Calatayud, en concreto de glauberita, en el km 2 de la carretera de Calatayud-Soria, así como eflorescencias salinas en el área de las localidades de Terrer, Calatayud y Velilla de Jiloca.

Durante la realización de la presente Tesis Doctoral, se ha llevado a cabo un muestreo selectivo de eflorescencias salinas, encontrándose mayoritariamente epsomita-hexahidrita, aunque se han localizado eflorescencias puntuales de carácter sódico en el

área de la Ermita del Cristo de Ribota (mirabilita), en Terror (thenardita), y en la zona del Asador San Ramón-salida km 237 (Ermita de Illescas) de la autovía Madrid-Barcelona (thenardita-mirabilita-bloedita), que pueden usarse como indicadores de la presencia de niveles de sulfato sódico en las formaciones evaporíticas.

Se ha reconocido la existencia de pseudomorfos de glauberita en diversas áreas de la cuenca que actualmente se componen de distintas fábricas de yeso secundario (Ortí y Rosell, 1994; Ortí *et al.*, 1995), con gran dispersión en áreas marginales de la Unidad Inferior, es decir, en la transición entre facies terrígenas finas y facies salinas (Subunidad Y_{LN} -INF, y en menor grado en la Subunidad Y_L -INF). En este sentido, los pseudomorfos de glauberita se han encontrado de forma sistemática en todo el sector Sur de Armantes, en Asador San Ramón, Torres-Los Cerrillares, Valtorres, y en menor cantidad en el sector SE de la cuenca (Velilla de Jiloca, Olvés).

La obtención de datos procedentes de sondeos de investigación minera de MYTA (Permiso de Investigación Cristina, 1988-89) permite constatar la presencia de importantes depósitos de glauberita-thenardita en el sector Sur de Armantes bajo una cobertera de meteorización con transformación a yeso secundario. Menduiña *et al.* (1984) y García del Cura *et al.* (1979) citan zonas hipergénicas similares en los yacimientos de Cerezo del Río Tirón y en las series salinas de la Cuenca del Tajo. Ortí y Helvací (1995) describen los procesos de meteorización asociados a la mina de Cayirhan (Fm. Kirmir, Cuenca de Beipazari, Turquía) como una disolución de thenardita y una progresiva pseudomorfización de la glauberita con las más clásicas fábricas petrográficas reticulada y acicular. Estas observaciones son consistentes con el hecho de que, en condiciones de superficie, las sales sódicas (halita, thenardita-mirabilita) de formaciones evaporíticas se disuelven, mientras que los sulfatos con Ca (anhidrita, glauberita, polihalita) son reemplazados en distinto grado por el yeso secundario, con el consiguiente lixiviado de sulfato con Na, K, y Mg (Ortí *et al.*, 1995). De este modo, el reconocimiento de pseudomorfos de glauberita supone una importante herramienta para la localización de depósitos de sulfato sódico.

Ortí y Rosell (1994) estudiaron en la autovía de Aragón, entre los Km 225 y 238, diversos afloramientos con yesos secundarios con texturas alabastrinas y megacrystalinas con evidencias pseudomórficas de glauberita precursora. Estos autores describen los pseudomorfos glauberíticos como morfologías prismático-monoclínicas de tendencia tabular de hasta varios cm, que son más fácilmente apreciables cuando se rodean de encajante lutítico. Su observación es más sencilla cuando aparecen incluidos en yeso secundario alabastrino, pero se hace difícil cuando están en forma de yeso secundario megacrystalino. En lámina delgada, muestran texturas alabastrinas, megacrystalinas y, en menor medida, porfiroblásticas, y se aprecian rasgos de deformación y recrystalización que los autores justifican con cambios volumétricos y compactación sufridos en la transformación glauberita-yeso

Ortí *et al.* (1995) han remarcado la existencia de evidencias de deformación en pseudomorfos de glauberita en yeso secundario (cristales elongados, curvados y plegados) que no han sido observadas en depósitos glauberíticos originales. Estos rasgos se producen durante el proceso de yesificación, perdiéndose volumen y rigidez, con el resultado de unos pseudomorfos aplastados por los depósitos suprayacentes.

La glauberita de la Cuenca de Calatayud forma parte de un cinturón de facies con una paragénesis mineral (deposicional) que consta de anhidrita-glauberita-yeso-magnesita \pm halita \pm thenardita. La compleja compartimentación en bloques tectónicos de la cuenca imposibilita la correlación directa de las litofacies glauberíticas

Se distinguen las siguientes subfacies glauberíticas:

- a) Subfacies de agregados cristalinos intrasedimentarios (G_i)
- b) Subfacies nodulares (G_N)
- c) Subfacies laminadas (G_L)

Entre ellas, la subfacies de agregados cristalinos intrasedimentarios es de inmediato reconocimiento en campo. De la misma forma, las subfacies nodulares se discriminan con facilidad cuando se reconocen pseudomorfos de cristales incluidos en la textura alabastrina; en caso contrario, es necesario recurrir entonces al estudio petrográfico. Finalmente, las subfacies laminadas, casi siempre asociadas con anhidrita, necesitan del estudio petrográfico para su discriminación. El estudio de estas subfacies ha sido llevado a cabo en las secciones estratigráficas *SES-1*, *SES-2*, *ASR*, y *CER-2*, así como mediante múltiples observaciones realizadas en gran parte de la cuenca.

Subfacies de agregados cristalinos intrasedimentarios (G_i)

Consiste en agregados de cristales pseudomorfos de glauberita de crecimiento intrasedimentario en una matriz lutítico-margoso magnesítica. Los cristales pseudomórficos de glauberita se disponen sin una orientación definida (Fig. 4.22) aunque forman agregados que, en ocasiones, adoptan en conjunto una morfología nodular (de hasta 10-15 cm de diámetro); la



Figura 4.22. Niveles de espesor centimétrico formados por agregados de cristales pseudomorfos de glauberita de crecimiento intrasedimentario.

morfología cristalina es tabular-discoidal, de sección transversal romboidea (Fig. 4.23 y 4.24) y su tamaño es variable, desde términos solamente distinguibles mediante petrografía óptica, de unas 250 μm , hasta un máximo de 3-3,5 cm, si bien los cristales adquieren a veces una morfología marcadamente tabular. Resulta frecuente encontrar agregados de cristales de menor talla entre grandes cristales de yeso pseudomorfo de glauberita desarrollados en una matriz arcilloso-carbonática. Los cristales son, por lo general, translúcidos aunque el grado de impurezas puede llegar a ser notable.

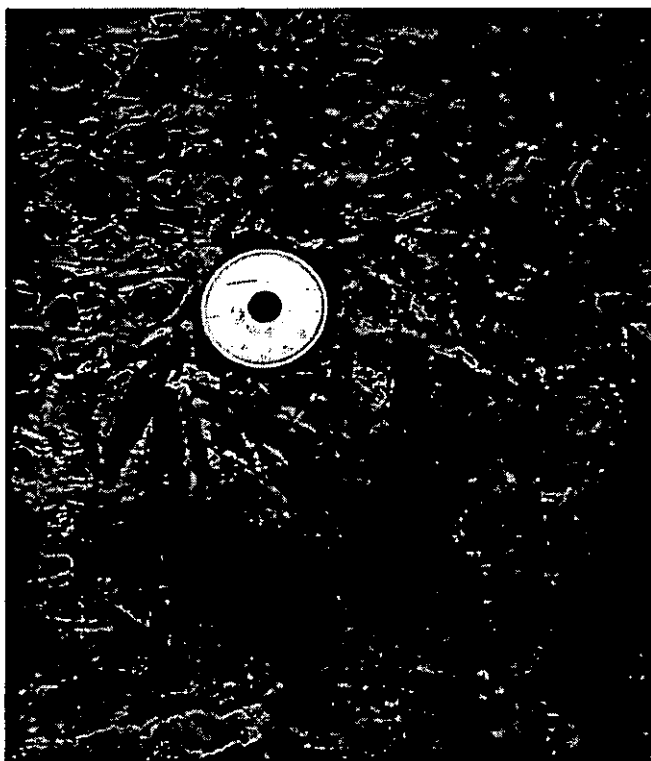


Figura 4.23. Cristales pseudomorfos de glauberita de crecimiento intrasedimentario.

Generalmente, los agregados cristalinos coalescen para formar niveles que pueden ser continuos lateralmente. También, es posible encontrarlos de forma aislada en el encajante, a modo de bolsa de morfología lenticular. En ambos casos, las potencias máximas de los niveles oscilan entre los 20 y 70 cm.

Localmente se han encontrado evidencias de anhidrita en los cristales de yeso pseudomorfo de glauberita, como por ejemplo, en afloramientos cercanos al área de Los Cerrillares, frente a la localidad de Torres. Los pseudomorfos de glauberita presentan normalmente evidencias de alteración y morfologías de corrosión cuando sufren exposición subaérea, mientras que conservan

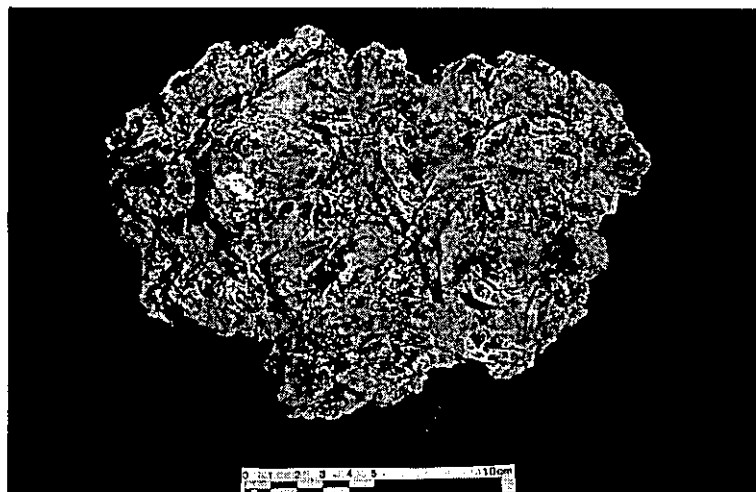


Figura 4.24. Detalle de un agregado de cristales pseudomorfos de glauberita.

intactas las morfologías cuando se encuentran embebidos en una matriz lutítico-magnésica margosa, siendo en este caso más fácilmente diferenciables hacia la base de

estos niveles. Se observa un carácter desplazativo en el crecimiento de los agregados cristalinos de yeso pseudomorfo de glauberita, que distorsionan y deforman la estructura deposicional del encajante.

En el estudio petrográfico de los pseudomorfos de glauberita mejor conservados, se observan macrocristales con morfologías discoidales que pueden alcanzar más de 1 cm de longitud (Fig. 4.25. Lámina II.A) y que se adosan lateralmente. También se localizan perimorfos de estos grandes cristales formados por subcristales de yeso



Figura 4.25. Pseudomorfos de glauberita. Macrocrisales de yeso con morfologías discoidales que pueden alcanzar más de 1 cm de longitud (nícoles cruzados; escala = 2 mm).

secundario de morfología elongada. Uno de los rasgos más notables es la presencia de un gran número de inclusiones de anhidrita en el interior de los cristales, así como la existencia de matriz intercristalina a favor de la cual se producen procesos de alteración de las morfologías previas, tanto por disolución-corrosión de caras cristalinas, como por el progreso de reemplazamientos minerales yeso-calcita.

Subfacies nodulares (G_N)



Figura 4.26. Niveles nódulo-enterolíticos constituidos por pseudomorfos de glauberita.

Esta litofacies se corresponde con niveles nódulo-enterolíticos constituidos por pseudomorfos de glauberita. Bajo la apariencia nodular, del mismo modo que en la litofacies anterior, se llegan a apreciar agregados de cristales discoidales distribuidos al azar, de aproximadamente 1 cm de longitud, pero que ocasionalmente pueden

llegar a alcanzar los 2-3 cm (Fig. 4.26 y 4.27). Los cristales no son translúcidos, sino que presentan tonalidades blanquecinas características del paso por una etapa de anhidritización diagenética temprana (Ortí y Salvany, 1991), que posteriormente han sido rehidratados a yeso secundario en diagénesis meteórica. Las morfologías cristalinas deposicionales de la glauberita quedan definidas por la matriz intercristalina que actualmente se encuentra incluida en macrocristales poiquilóticos de yeso secundario. El encajante de esta subfacies puede ser variado, desde lutitas negras, grises y verdes hasta magnesitas casi puras pasando por todos los términos intermedios. Así, las morfologías cristalinas características de la glauberita se aprecian con mayor facilidad en los niveles en que la proporción relativa de este encajante lutítico-margoso magnesítico es mayor.



Figura 4.27. Detalle de agregados de cristales de pseudomorfos de glauberita que evidencian el paso por una fase de anhidritización temprana.

La subfacies nodular pseudomórfica de glauberita se encuentra en estrecha asociación con subfacies pseudomórficas de anhidrita y la presencia de magnesita en las secuencias evaporíticas. Estas secuencias glauberítico-anhidríticas presentan frecuentes estructuras enterolíticas y deformaciones que Ortí y Rosell (1994) relacionan con la compactación y los importantes cambios volumétricos que implica la transformación glauberita-yeso.

En relación con las secuencias con niveles pseudomórficos de glauberita, se localizan frecuentemente eflorescencias sulfatado-sódicas (thenardita-mirabilita, bloedita) especialmente en el área del Asador San Ramón y salida de la autovía Madrid-Zaragoza km 237, que se desarrollan a favor de las intercalaciones arcilloso-carbonáticas.

La observación en lámina delgada de esta subfacies muestra una amplia variedad de texturas alabastrinas y porfiroblásticas, muy similares a las más características de rehidratación de anhidrita (Ortí, 1977), lo cual nos indica la existencia de una fase previa de anhidritización temprana de las facies deposicionales glauberíticas. Las texturas suelen caracterizarse por mosaicos mesocristalinos porfiroblásticos o texturas granoblásticas alternantes con mosaicos de cristales elongados y texturas fluidales. En ocasiones, las texturas alabastrinas forman perimorfos de cristales de glauberita. Se ha descrito asimismo la microtextura de enrejado (Menduiña *et al.*, 1984; Ortí *et al.*, 1995) que

muestra un apilamiento constituido por pequeños cristales rómbicos de tamaño microcristalino próximo a las 25 μm . (Fig. 4.28).

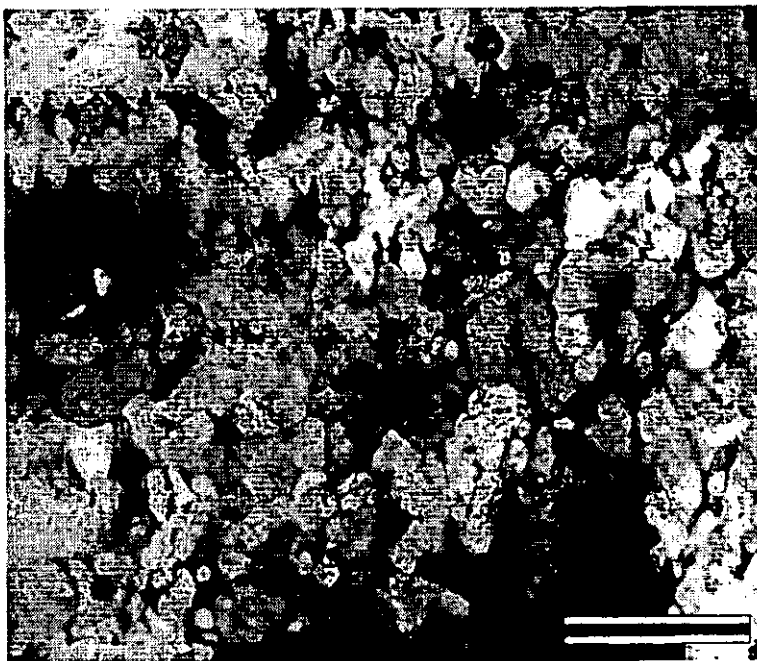


Figura 4.28. Microtextura de enrejado pseudomorfo de glauberita (níc. paralelos; escala = 100 μm).

Subfacies laminadas (G_L)

Las litofacies laminadas de yeso pseudomorfo de glauberita se encuentran en estrecha asociación con las de anhidrita, formando secuencias en las que alternan frecuentemente con litofacies nodulares-enterolíticas. A macroescala, el reconocimiento de esta facies resulta bastante difícil, siendo necesario un estudio bajo microscopio petrográfico en lámina delgada. Generalmente, aparece como finos niveles alternando a intervalos irregulares y escala milimétrica con yeso laminado (secundario, procedente de anhidrita), arcillas y magnesita, que en ocasiones presentan alto contenido en materia orgánica y restos vegetales flotados. En campo, los niveles de yeso secundario a partir de glauberita-anhidrita pueden distinguirse como mosaicos mesocristalinos translúcidos con finos niveles de yeso fibroso en disposición horizontal intercalados en las secuencias.

En lámina delgada, y en relación con niveles de yeso secundario caracterizados por morfologías prismático-tabulares y romboédricas, características de la anhidrita, se encuentran:

- a) morfologías rómbicas cristalinas propias de la glauberita aisladas con una distribución aleatoria en una matriz generalmente de composición magnesítica y con abundante contenido en materia orgánica. Los tamaños cristalinos medios descritos oscilan entre las 250 y 750 μm , y su crecimiento muestra en ocasiones un carácter desplazativo en el sedimento (Fig. 4.29).

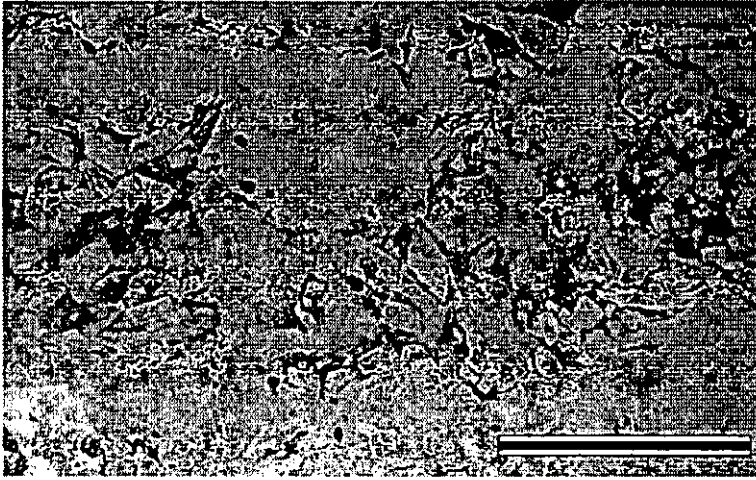
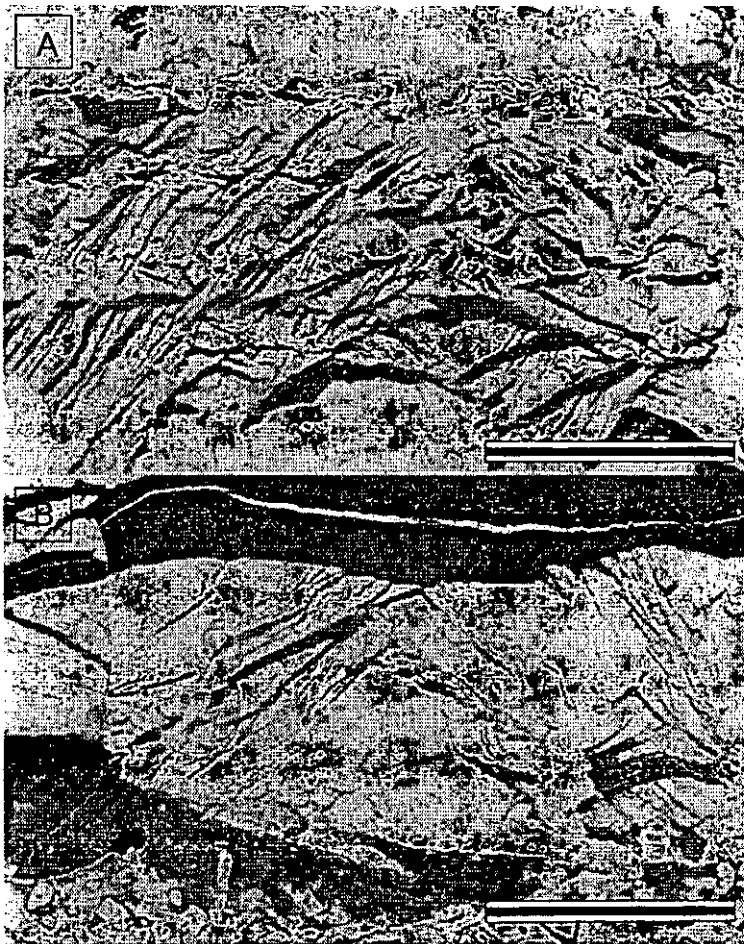


Figura 4.29. Morfologías rómbicas de glauquerita (pseudomorfizada a yeso) asociadas a magnesita y morfologías cristalinas de anhidrita (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

o en residuos de matriz intercristalina en la parte de desarrollo cristalino masivo. Los tamaños de los cristales son similares a los del epígrafe anterior, y no se encuentra una dirección preferente de crecimiento cristalino.

b) niveles irregulares de 1-2 mm de grosor, compuestos de pseudomorfos de cristales rómbicos de glauquerita en alternancia con pseudomorfos de anhidrita y arcillas-magnesitas. Cuando los niveles están constituidos de forma masiva por pseudomorfos de glauquerita, se reconocen las formas cristalinas en el contacto con láminas magnesíticas



c) finos niveles con un espesor de 1-2 mm, de pobre continuidad lateral, que presentan una estructura muy heterogénea y límites irregulares. Se puede observar una peculiar microestructura con formas sublenticulares o subprismáticas deformadas, apiladas o de crecimiento oblicuo al plano de estratificación dando lugar a

Figura 4.30. a) Microestructura de glauquerita caracterizada por morfologías sub-lenticulares o subprismáticas oblicuas al plano de estratificación (nícoles paralelos. Escala = 1 mm) . b) Fino nivel homogéneo donde se distinguen morfologías sub-prismáticas características de la glauquerita (nícoles paralelos. Escala = 1 mm).

morfologías cristalinas en abanico. La longitud máxima de los cristales alcanza los 1,25 mm y, éstos se caracterizan por la existencia de una microfracturación de tendencia paralela al desarrollo de cristales (Fig. 4.30a y b). Del mismo modo que en casos anteriores, la presencia de estos niveles es en alternancia con láminas de pseudomorfo de anhidrita (Fig. 4.31), e incluso se detectan morfologías prismáticas de orientación vertical-subvertical atravesando los niveles descritos pseudomórficos de glauberita.



Figura 4.31. Textura pseudomorfizada por yeso que consta de una alternancia de láminas con anhidrita y glauberita (nócleos paralelos). Escala = 2 mm).

Las texturas de yeso secundario propias de esta subfacies son mayoritariamente agregados anhedralos equigranulares con tamaño cristalino próximo a 100 μm . También, se reconocen texturas cristalinas de hábitos más elongados (0,75-1,5 mm) que se orientan paralelamente o toman un aspecto fludal, y componentes de extinción no uniforme (c.e.n.u.) de tamaño centimétrico con contactos interpenetrativos.

3. 1. 2. INTERPRETACIÓN

La glauberita en medios sedimentarios actuales y en el registro geológico.

La sedimentación de glauberita en ambientes sedimentarios actuales puede ser considerada como un hecho frecuente; a grandes rasgos, en la mayoría de los casos, el origen de la glauberita se ha relacionado con procesos diagenéticos tempranos, y en relación con cuencas continentales someras sujetas a desecación periódica con salmueras de composición sulfatado-sódica (Hardie *et al.*, 1978).

Las citas sobre glauberita son abundantes en ambientes sedimentarios actuales; así, en *sabkhas* continentales (Grizin, Sahara Occidental y Oum el Krialate, Sur de Túnez), Conrad (1969) y Perthuisot (1977), respectivamente describieron niveles de glauberita en asociación con halita. En lagos salinos del Oeste de Estados Unidos (Saline

Valley y Death Valley), también Hardie (1968) y Hunt y Washburn (1966) han descrito importantes depósitos de glauberita. Más recientemente, Arakel y Cohen (1991) describieron lagos salinos de Australia Central (Karinga Creek) con glauberita en asociación con yeso, mientras que Mees (1998), en la Cuenca de Taoudenni-Agorgott, en el Norte de Mali, citan glauberita, principalmente en asociación con halita, yeso, basanita y anhidrita. Arakel y Cohen (1991) describen dos formas de aparición de la glauberita en ambiente deposicional actual (Fig. 4.32):

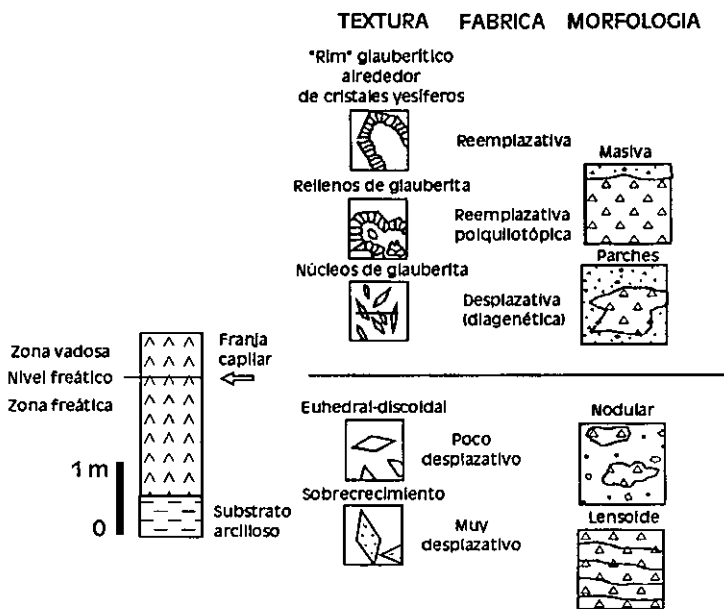


Figura 4.32. Aparición de la glauberita en ambientes deposicionales actuales (Modificado de Arakel y Cohen, 1991).

En el primer caso, los nódulos de glauberita tienen pocos cm de diámetro, mientras que los lentejones poseen 5-20 cm de espesor y se extienden lateralmente por algunos decímetros. Los cristales individuales de glauberita tienen hábito euhedral-discoidal, son limpios sin inclusiones, de pocos centímetros de longitud disponiéndose de forma aleatoria u orientada. De la misma forma, estas morfologías se producen en el Saline Valley, con unos tamaños comprendidos entre 5-7 mm, que se desarrollan en un barro carbonatado, o como cúmulos aislados de talla centimétrica de cristales tabulares que aparecen aislados en los primeros centímetros de sedimento.

Sin embargo, una gran parte de las citas acerca de la glauberita, tanto laminada como nodular, se refieren a formaciones evaporíticas continentales básicamente terciarias, con especial incidencia en la Península Ibérica, donde, por lo general, la glauberita se asocia con halita y anhidrita-yeso, en facies nodulares, enterolíticas, microcristalinas, o macrocristalinas (Ortí *et al.*, 1979, 1986). En todo caso, las descripciones sobre tipos morfológicos de glauberita en depósitos sedimentarios del registro geológico se caracterizan por su gran similitud con las descritas en medios actuales.

1- Como formaciones nodulares o niveles de morfología lenticular, en ocasiones coalescentes que acumulan cristales de glauberita desplazativos.

2- Como formaciones con cristales de glauberita que se caracterizan por fábricas diagenéticas reemplazativas y poiquilotópicas.

En el primer caso, los nódulos de glauberita tienen pocos cm de diámetro, mientras que los lentejones poseen 5-20 cm de espesor y se extienden lateralmente por algunos

En el yacimiento de Cerezo del Río Tirón (Burgos), Menduiña *et al.* (1984) describen una asociación de anhidrita-glauberita en alternancia con niveles dolomíticos y margosos, destacando tres tipologías glauberíticas fundamentales:

- 1) Masiva, con cristales idiomorfos y subidiomorfos (0,3 mm-4 mm de longitud) con estructura ocasional gradada y cristales idiomorfos de anhidrita.
- 2) Bandeada, alternando con dolomicrita, a la base de niveles masivos.
- 3) Dispersa, como cristales de glauberita aislada en la matriz dolomicrítica.

En los depósitos paleógenos de la Cuenca de Valence (Francia), Dumas (1988) describe dos tipologías glauberíticas en asociación con anhidrita-halita:

- 1) Cristales tabulares coalescentes o aislados de 1-2 cm de longitud inmersos en una matriz dolomicrítica.
- 2) Agregados de cristales prismáticos subcentimétricos y homométricos incluidos en un sedimento dolomicrítico o dispuestos en lechos masivos asociados a la halita; los agregados pueden formar niveles o nódulos, que deforman el encajante.

En el Neógeno de la Cuenca de Beypazari (Turquía), Ortí y Helvacı (1995) describen depósitos de glauberita-thenardita que definen ciclos regulares. La glauberita se presenta en cristales de morfología prismático-tabular (<1mm a >1 cm), o como agregados en forma de abanico, de cristales elongados de hasta 1 mm de longitud.

Las cuencas terciarias ibéricas de Madrid y Ebro se caracterizan por la existencia de formaciones evaporíticas con glauberita:

En la Cuenca del Ebro, la glauberita aparece en asociación con los depósitos de halita de las distintas Formaciones evaporíticas del centro de la cuenca, como la Fm. Falces y Fm. Lerín, en Navarra, Alcanadre-Arrúbal, en La Rioja (Ortí *et al.*, 1992), y Fm. Zaragoza (Mandado, 1987). Salvany y Ortí (1992, 1994) citan glauberita en el yacimiento de Alcanadre (Oligoceno-Mioceno), que forma niveles nodulares-enterolíticos de 20-30 cm intercalados con yeso laminado y, por otra parte, capas potentes (1-4 m) bien estratificadas con facies alternantes masivas, bandeadas, o nodulares. En los niveles masivos y bandeados, la glauberita se encuentra como agregados de cristales desorientados prismáticos de sección romboidal (100-200 μm a 2-3 cm) incluidos en una matriz lutítico-margosa. En los niveles nodulares, el tamaño cristalino es más fino (< 500 μm), componiendo una estructura laminada-fluïdal y deformada.

En la Cuenca de Madrid, los depósitos de glauberita se restringen a la Unidad Inferior del sector occidental de esta cuenca, siendo la paragénesis mineral muy similar a la establecida en Alcanadre. Aunque se encuentra presente en las dos subunidades en que se divide la Unidad Inferior de la cuenca, la glauberita es el mineral salino más común de la Subunidad Inferior, presentando una gran variedad de texturas y hábitos

(Ordóñez y García del Cura, 1994), si bien se localiza en su gran mayoría como láminas formadas por cristales discoidales euhedrales alineados de forma paralela al substrato, alternando con anhidrita y magnesita.

El origen de la glauberita

En una gran parte de los sistemas evaporíticos actuales, en que aparece glauberita, se ha descrito una distribución zonal concéntrica donde las facies glauberíticas ocupan una ubicación marginal dentro del lago salino.

En el caso del Saline Valley, Hardie (1968) describe un sector central halítico en contacto con la salmuera que, hacia la periferia, pasa en primer lugar a una aureola glauberítica, y en segundo lugar a facies yesífero-anhidríticas. Existen zonas mixtas o de transición entre la halita y glauberita, por una parte, y sulfatos cálcicos y glauberita por otra. La glauberita aparece asociada a la zona de mudflat salino donde los sedimentos se encuentran embebidos por salmuera. De forma similar, Arakel y Cohen (1991) asocian la glauberita nodular o cristalina de carácter desplazativo con la zona freática del lago salino, muy cerca del propio nivel freático, mientras que la glauberita con fábrica diagenética reemplazativa y poiquilotópica, se encuentra ligada a la zona vadosa.

Las interpretaciones sobre la génesis de glauberita se resumen en dos procesos complementarios propuestos por Hardie (1968) para lagos salinos halítico-glauberítico-yesíferos:

- 1) Transformación diagenética del yeso a glauberita en contacto con salmueras hipersódicas (en la parte externa de la orla glauberítica).
- 2) Precipitación directa a partir de una salmuera en la zona interna halítico-glauberítica.

En el mismo sentido, Arakel y Cohen (1991) indican que la glauberita de los *playa lakes* de Karinga Creek, posee rasgos texturales, de fábrica y estructurales diagnósticos para interpretar un origen deposicional en zona freática (por precipitación directa) o, un origen diagenético temprano en zona vadosa (por disolución, reemplazamiento y cementación de un precursor yesífero).

En el estudio de glauberita asociada a formaciones evaporíticas terciarias de la Península Ibérica, han surgido dos corrientes fundamentales: a) mientras que Ordóñez y García del Cura (1992, 1994) indican que todos los datos sedimentológicos y geológicos avalan, como modelo deposicional de la glauberita, la existencia de un lago perenne, b) Ortí *et al.* (1986) y Ortí y Salvany (1990) defienden un modelo de lago somero-*playa lake*.

a) Lago perenne: Ordóñez y García del Cura (1994) interpretan la génesis de cristales discoidales de glauberita con disposición paralela al substrato como una nucleación en la salmuera y un hundimiento posterior en el fondo con prolongación posterior de crecimiento una vez comenzado el enterramiento. La nucleación de glauberita requiere una alta relación Na/Ca unido a alta salinidad (Ordóñez y García del Cura, 1994). Estas altas relaciones pueden llegar a alcanzarse con una precipitación en salmueras intersticiales de yeso o anhidrita en ambiente de mudflat salino. La colmatación del lago salino o la propia alternancia de períodos de desecación-inundación podría ejercer un control de la intensidad de la glauberitización en facies marginales en relación con un movimiento centrífugo de salmueras de alta densidad hacia los mudflat periféricos. Dado el carácter de sal doble que presenta la glauberita ($\text{CaNa}_2(\text{SO}_4)_2$), su precipitación tiene una problemática cinética semejante a la de otras sales dobles como la dolomita (Last, 1990) y bloedita (Sánchez-Moral *et al.*, 1998). Por ello, resulta difícil asegurar un origen primario o secundario para la glauberita, siendo una dificultad que se acentúa en depósitos transformados a yeso secundario (Rodríguez Aranda, 1994). Por otra parte, Mees (1998) también defiende un origen de la glauberita en lagos salinos muy someros aunque perennes, donde la existencia de yeso asociado se relaciona con la disolución incongruente de la glauberita, mediante contacto con aguas meteóricas diluidas.

b) Lago somero-playa lake: Ortí *et al.* (1986) indican que los depósitos glauberíticos parecen ser formados por un reemplazamiento diagenético de sulfatos preexistentes en ambiente de playa lake para las facies laminadas y en ambiente de *sabkha* para las nodulares. El análisis de litofacies junto con las evidencias geoquímicas en estos depósitos sugiere que la cristalización de glauberita a partir de soluciones intersticiales procede de una precipitación directa, reemplazamiento y cementación de un precursor yesífero (Ortí *et al.*, 1986; Ortí y Salvany, 1990).

Interpretación de las litofacies glauberíticas de la Cuenca de Calatayud.

Entre las tres subfacies glauberíticas distinguidas en las facies evaporíticas de Unidad Inferior, cabe hacer una serie de distinciones básicas en función del carácter laminado, no laminado, o intrasedimentario del depósito. Las subfacies definidas, así como las texturas petrográficas correspondientes, y los hábitos cristalinos concuerdan con las descripciones más habituales de la glauberita en sistemas evaporíticos actuales y del registro geológico, como se ha visto en párrafos anteriores.

Los pseudomorfos de glauberita de la Unidad Inferior se distribuyen de acuerdo con una zonación proximal-marginal dentro de un lago salino; así, desde facies laminadas, más propias de una lámina de agua perenne, aunque somera (Fig. 4.33a), se pasaría a facies típicas de mudflat (margen de lago salino), donde la glauberita se

formaría en ambiente freático o cercano al mismo (crecimientos intrasedimentarios) (Fig. 4.33b), que, en fases de desecación del mudflat, podrían ser reemplazados mediante procesos de anhidritización temprana.

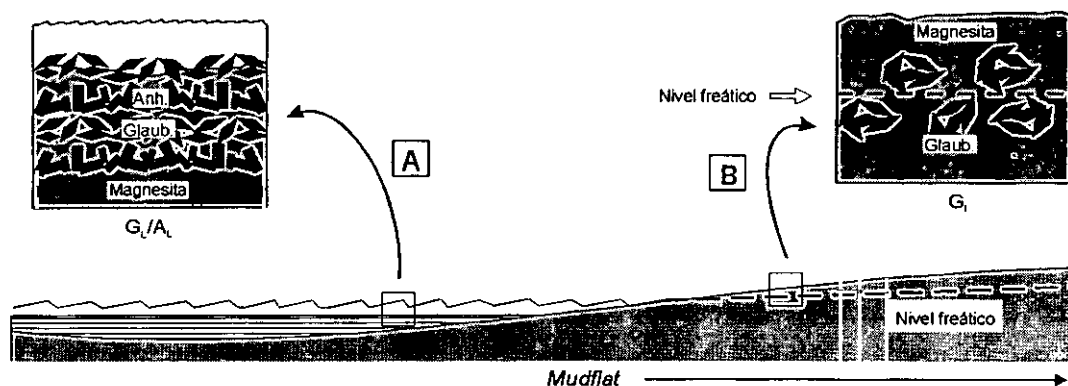


Figura 4.33. Modelo general de génesis de la glauberita laminada e intrasedimentaria.

La subfacies de agregados cristalinos intrasedimentarios (G_I) es característica de facies de margen lacustre salino, donde crecerían en la zona freática o muy cerca sobre el nivel freático por un bombeo evaporítico de salmueras enriquecidas en Na y Ca durante etapas de aridez, de forma similar a lo establecido por Arakel y Cohen (1991), Ortí y Salvany (1991), o Sanz-Montero (1994) (Fig. 4.33b). Por otra parte, Ordóñez y García del Cura (1994) indican que la colmatación del lago o la alternancia de etapas de desecación-inundación puede controlar la intensidad de una glauberitización en facies marginales en relación con el movimiento de salmueras de alta densidad desde la parte central a los mudflat periféricos. Sin embargo, el estudio de las facies glauberíticas de la Cuenca de Calatayud se fundamenta en el análisis e interpretación de sus pseudomorfos en yeso secundario, por lo que se desconoce el hipotético significado de los procesos de glauberitización en la cuenca.

La textura traslúcida de los pseudomorfos de agregados cristalinos de glauberita en un encajante lutítico-magnesítico, elimina la posibilidad de un crecimiento en ambiente vadoso, en estado de total desecación, ya que no existen evidencias claras del paso por una fase de anhidritización sinsedimentaria.

Por el contrario, las subfacies nodulares de glauberita (G_N) se presentan en estrecha asociación con facies nodulares anhidríticas, conservando evidencias del paso por una fase anhidrítica previa, por un proceso de anhidritización producido en zona vadosa con exposición ocasional (Ortí y Salvany, 1991). Aunque, el reemplazamiento de glauberita por anhidrita es un proceso diagenético común descrito en yacimientos glauberíticos (Ortí y Salvany, 1991; García Veigas et al., 1991), nosotros adoptamos las observaciones de Mees (1998), que indican que el hipotético paso de glauberita a anhidrita, puede tratarse en realidad del encadenamiento de las reacciones de

transformación diagenética de glauberita a yeso, y posteriormente, de yeso a anhidrita (Fig. 4.34).

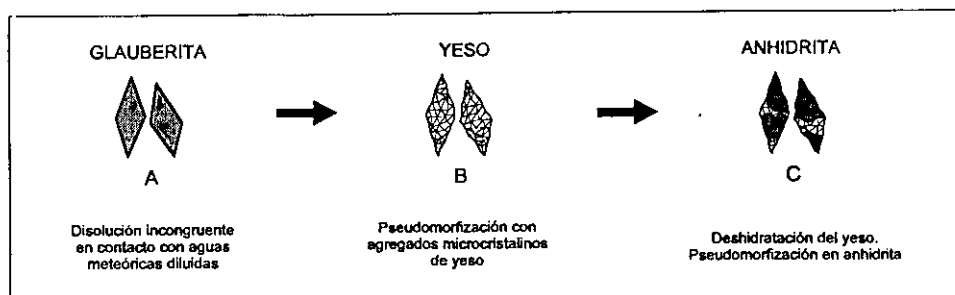


Figura 4.34. Esquema que ilustra el proceso de transformación glauberita-anhidrita-yeso (modificado de Mees, 1998).

En una primera fase de diagénesis de los minerales salinos, se produce la disolución incongruente de la glauberita, mediante el contacto con aguas meteóricas diluidas, resultando en el desarrollo de agregados microcristalinos de yeso que pseudomorfizan los cristales de glauberita. Las relaciones de fase en el sistema Na-Ca-SO₄-H₂O (Hardie, 1968) muestran que la disolución incongruente de glauberita da paso a la formación de yeso, cuya génesis no es posible durante etapas más avanzadas de concentración por evaporación de las salmueras que precipitan glauberita. En este sentido, la presencia de sulfato cálcico en un perfil con depósitos glauberíticos sería el resultado de una interacción de aguas meteóricas diluidas, tras una exposición de los depósitos (Mees, 1998).

En una segunda fase diagenética, se produciría la deshidratación del yeso, formándose pseudomorfos en anhidrita (±basanita). La transformación de yeso a anhidrita parece ser una deshidratación directa, en presencia de una fase acuosa, más que una reacción de disolución-reprecipitación (Hardie, 1967; Langbein, 1979). A temperatura ambiente, la deshidratación del yeso en estado sólido para dar lugar a basanita, no parece probable (Kinsman, 1974), aunque este mecanismo ha sido relacionado con la génesis de anhidrita por Moiola y Glover (1965) y Hardie (1967). Así, la deshidratación de un precursor yesífero en contacto con una salmuera puede implicar un posterior crecimiento de nuevos cristales y nódulos de anhidrita (Mees, 1998).

Previamente a la transformación diagenética en anhidrita, la glauberita se habría desarrollado de forma similar al anterior caso, es decir como una fase de precipitación intrasedimentaria en zona freática. Esta subfacies, así como su correspondiente paragénesis mineral, sería típica de un ambiente de mudflat, en el que se alternan fases de crecimiento intrasedimentario de glauberita, con etapas de aridez en que se produce la desecación lacustre originándose un cuerpo de agua subsuperficial de alta salinidad por evaporación capilar (Lowenstein y Hardie, 1985). La interacción de estas salmueras hiperconcentradas con facies deposicionales (como la glauberita) provocaría su

reemplazamiento por anhidrita, probablemente con un proceso de yesificación intermedio, como indica Mees (1998); paralelamente, en este medio deposicional, se produciría el desarrollo de nódulos primarios de anhidrita.

El carácter finamente laminado de las subfacies glauberíticas (G_L), que se encuentran en estrecha asociación con las anhidríticas laminadas (A_L) (Fig. 4.33a), indican una deposición en un ambiente lacustre salino, probablemente en condiciones de lámina de agua perenne, con nucleación cristalina subacuática. Ordóñez *et al.* (1991) han relacionado las laminaciones glauberita-anhidrita y anhidrita-glauberita-magnesita con cambios estacionales en la concentración de la salmuera dentro de un lago perenne. La glauberita nuclearía en el seno de la salmuera, y tras su caída al fondo del lago continuaría su crecimiento, a veces con carácter intrasedimentario.

3. 2. YESO POSTDEPOSICIONAL. LITOFACIES PROCEDENTE DE ANHIDRITA (A_N Y A_L)

3. 2. 1. DESCRIPCIÓN

La anhidrita en las formaciones evaporíticas de la Cuenca de Calatayud sólo llega a aflorar, de forma excepcional y en poca proporción, en pequeñas cavidades artificiales excavadas en el área de Los Cerrillares (frente a la localidad de Torres), encontrándose asociada con niveles de yeso pseudomórfico de glauberita. Por otra parte, el reconocimiento de anhidrita ha sido posible mediante sondeos de investigación salina realizados en la cuenca, bajo una cobertera superficial de yeso secundario. El estudio de las litofacies de yeso postdeposicional procedente de anhidrita ha sido realizado en las secciones estratigráficas *Ses-1*, *Ses-2*, *Asr*, y *Cer-2*, así como mediante múltiples observaciones realizadas en gran parte de la cuenca.

Este grupo de sulfatos constituye gran parte de las litofacies de yeso postdeposicional de la cuenca encontrando una gran dispersión básicamente en la Unidad Inferior. Se han diferenciado dos subfacies fundamentales:

a) Subfacies nodulares (A_N): se localizan preferentemente en la Subunidad Y_{LN} -INF en estrecha asociación con litofacies glauberíticas, así como en la Subunidad L_R -INF. Así mismo, la presencia de nódulos de yeso secundario (por reemplazamiento de anhidrita) no resulta extraña en otras subunidades evaporíticas de la Unidad Inferior e Intermedia, como las subunidades Y_L -INF, Y_{LM} -INT, o M_D -INT.

b) Subfacies laminadas (A_L): se localizan con mayor facilidad en áreas más internas de la cuenca, e incluso en posición central, en estrecha relación con la

Subunidad Y_L -INF, si bien también se localizan, aunque de forma menos importante, en la subunidad Y_{LN} -INF.

Subfacies nodulares (A_N)

Sin duda, constituyen una de las litofacies más abundantes en los depósitos evaporíticos de la Unidad Inferior. Igualmente, queda representada en la Unidad Intermedia, aunque siempre en menor medida. La variedad morfológica y de tamaño de los nódulos de anhidrita es amplia; las morfologías más comunes son esféricas-subesféricas cuando se encuentran aislados en un encajante lutítico-carbonático, pero adoptan una estructura coalescente, masiva, contorneada-enterolítica, *chicken-wire* o con una elongación vertical preferente cuando forman niveles de continuidad lateral relevante. Los tamaños de los nódulos son muy variables, desde nódulos de talla inframilimétrica descritos en depósitos de yeso laminado hasta los meganódulos de 3 m de diámetro localizados en lutitas rojas en la localidad de Fuentes de Jiloca (Collantes y Griffo, 1982). Los nódulos se caracterizan por marcadas tonalidades blancas o ligeramente amarillentas que les hacen no translúcidos.

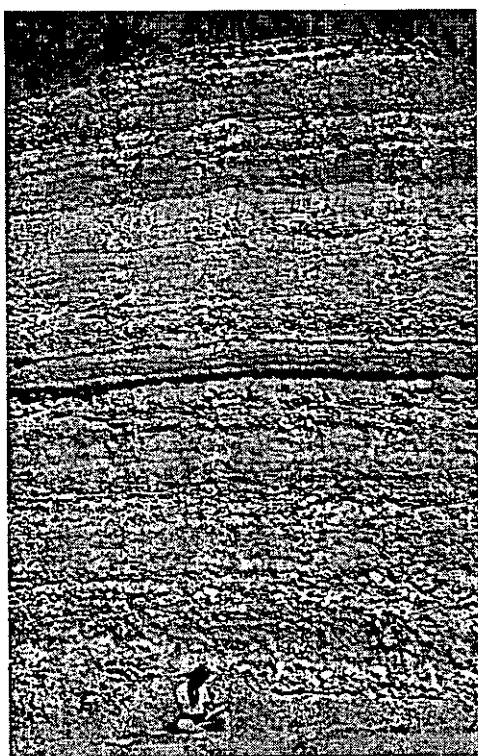


Figura 4.35. Tramo con nódulos alabastrinos, con diversas morfologías y estructura, donde en algunos casos puede distinguirse una gradación en el tamaño de nódulo.

Como se ha comentado con anterioridad, estas litofacies se presentan preferentemente en las subunidades Y_{LN} -INF y L_R -INF. Se ha comprobado frecuentemente que los tramos con nódulos alabastrinos presentan una gradación inversa o normal en cuanto al tamaño de nódulo, pudiendo oscilar entre 1-2 cm de diámetro hasta más de 50 cm (Fig. 4.35). El encajante de crecimiento de estos nódulos consiste básicamente en lutitas rojas, grises, verdes, o magnesitas, incluyendo los términos composicionales intermedios, cuyas estructuras deposicionales llegan a encontrarse con un alto grado de deformación y distorsión por el carácter desplazativo del crecimiento de los nódulos. En ocasiones, el crecimiento y desarrollo de nódulos se realiza a favor de finas láminas arcilloso-magnesíticas integradas en secuencias de yeso secundario laminado, alcanzando grandes proporciones, que producen una evidente deformación del conjunto (Fig. 4.36).

A macroescala, las litofacies nodulares procedentes de anhidrita se distinguen por

texturas alabastrinas de marcadas tonalidades blancas. Se diferencian dos tipos básicos de formaciones nodulares:

- a) Un primer tipo comprendería los nódulos originados por un crecimiento primario de anhidrita.
- b) Un segundo tipo se correspondería con nódulos surgidos de una anhidritización temprana de de fases previas.

En el primer caso, se encuentran nódulos de texturas alabastrinas homogéneas que no presentan excesivas inclusiones del encajante y las morfologías se encuentran bien definidas, mientras que, en el segundo caso, con las morfologías mucho más distorsionadas e irregulares, destaca tanto la notable presencia de inclusiones, como pseudomorfos de fases salinas precursoras (p.e. glauberita).

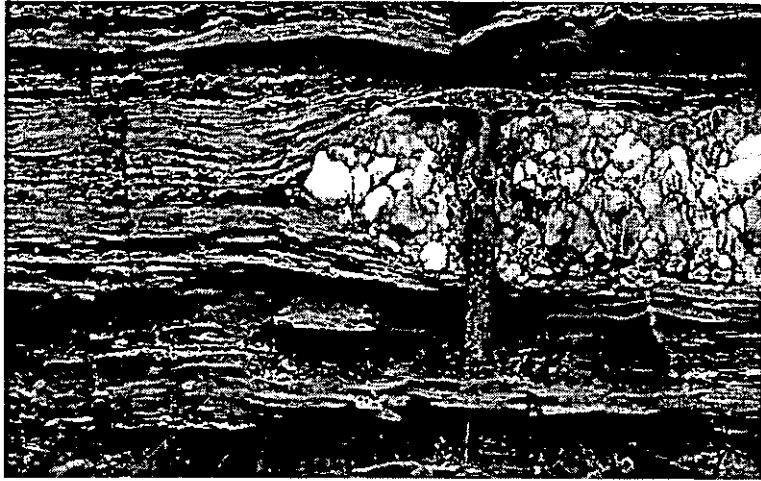


Figura 4.36. Nódulos desplazativos desarrollados a favor de finas láminas arcilloso-magnesíticas en alternancia con yeso secundario laminado.

Entre las texturas nodulares reconocibles a macroescala, destacamos dos grandes grupos: a) alabastrina, formada por micro-mesocristales de yeso secundario, que proporcionan a la roca un aspecto homogéneo, y que, de forma subordinada se acompaña de texturas porfiroblásticas muy variadas y b) texturas sacaroideas.

YESO NODULAR ALABASTRINO

Como se ha comentado anteriormente, el yeso nodular de textura alabastrina adopta una amplia variedad de morfologías (esféricas-subesféricas, enterolíticas, *chicken-wire*, etc.). Así mismo, da lugar a niveles con continuidad lateral (Fig. 4.37) o, por el contrario, entrar a formar parte de tramos generalmente lutítico-magnesíticos disponiéndose de forma aislada y no ordenada en el sedimento, o con una selección vertical de tamaños. Aunque, por lo general, las texturas alabastrinas son homogéneas, se encuentran variaciones texturales consistentes en bandeados, texturas fluidales y anulares definidas por porfiroblastos, y mosaicos meso-macrocrystalinos.



Figura 4.37. Aspecto de campo en el que se aprecia la continuidad lateral de los niveles nodulares de yeso.

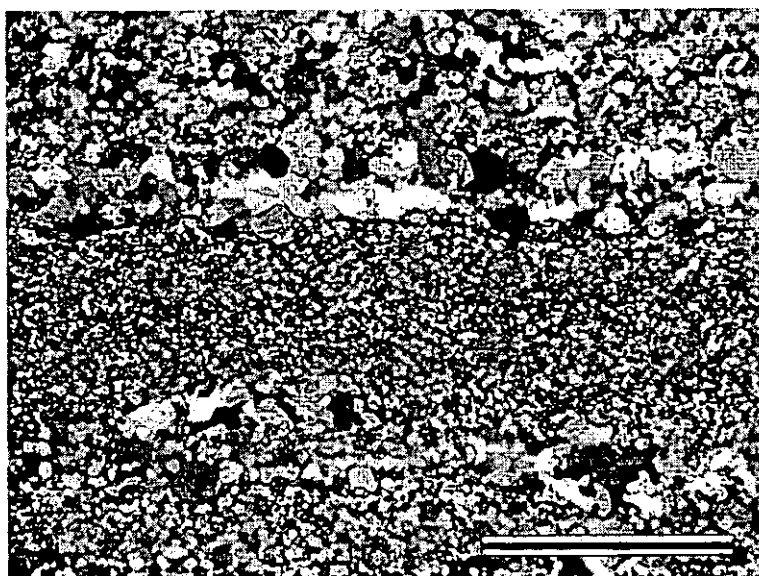


Figura 4.38. Microtextura de yeso secundario que refleja una alternancia de mosaicos microcristalinos inequigranulares de morfologías subhedrales con bandas mesocristalinas inequigranulares euhedrales-subhedrales (nícoles cruzados; escala = 2 mm).

En lámina delgada, las texturas alabastrinas homogéneas aparecen como mosaicos micro-mesocristalinos y equigranulares anhedrales. Los bordes de cristal son suturados e interpenetrados, con escasa presencia de relictos de anhidrita y, un pobre o nulo contenido en impurezas en el centro de los nódulos, siendo más abundante, si cabe, en la periferia de los mismos. La existencia de bandeados a escala macroscópica (centenares de micras), se refleja en la alternancia de mosaicos microcristalinos (diámetros de cristales individuales de 25 μm) inequigranulares de morfologías subhedrales, que alternan de forma neta con bandas mesocristalinas inequigranulares euhedrales/subhedrales (Fig. 4.38). De la misma forma, ciertas texturas alabastrinas, con presencia de finas venas que se extienden de

forma desordenada formando halos curvos y fluidales, marcan variaciones en el tamaño de los componentes cristalinos que se corresponden con transiciones desde la textura alabastrina más típica hasta mosaicos inequigranulares anhedrales de mesocristales interpenetrados-suturados (Lámina II-B).

Las texturas porfiroblásticas, muy abundantes en estas facies, se caracterizan por morfologías cristalinas prismático-hexagonales aisladas en la matriz alabastrina, alcanzando más de 1 cm de longitud (Fig. 4.39), siendo visibles a escala macroscópica. En ocasiones, se reconocen agregados de porfiroblastos que pueden tomar morfologías

irregulares (Lámina II-C). De la misma forma, otra de las microtexturas más común en los nódulos de sulfato cálcico es la formada por componentes de extinción no uniforme (c.e.n.u.).

El citado origen anhidrítico de ciertas morfologías nodulares ha podido ser determinado no sólo a partir de la observación de las texturas de yeso secundario más típicas (Holliday, 1970; Ortí, 1977), sino también, mediante la diferenciación de pseudomorfo de morfologías cristalinas prismático-ortorrómbicas y cuadrado-rectangulares propias de la anhidrita, en nódulos de pequeño tamaño (desde 0,5-1,5 mm a aproximadamente 1 cm) intercalados en secuencias de yeso laminado. Estos micronódulos muestran claras evidencias de la formación primaria de los nódulos anhidríticos, no sólo a partir de agregados cristalinos tabulares, sino de agregados de cristales de sección cuadrada-rectangular (hasta 500 μm de longitud) que forman fábricas no orientadas (Ortí y Rosell, 1981) (Fig. 4.40).

Como un caso especial, se localizan formaciones nodulares continuas (de unos 50 cm de potencia) con una orientación vertical de los nódulos, cuyo estudio se realiza de forma individualizada en este capítulo, ya que constituyen una litofacies específica, con unas connotaciones genéticas diferentes a las de las formaciones nodulares que se tratan en este apartado.

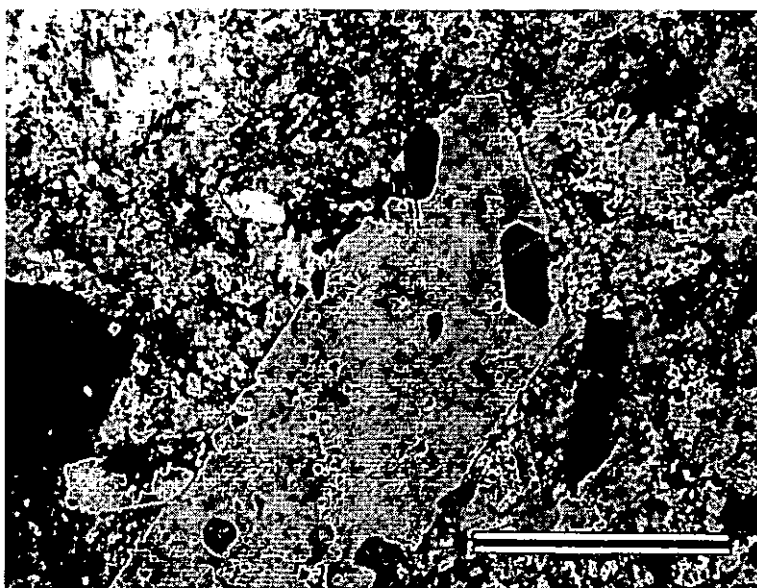


Figura 4.39. Morfologías cristalinas porfiroblásticas prismático-hexagonales aisladas en la matriz alabastrina (nícoles cruzados; escala = 2 mm).

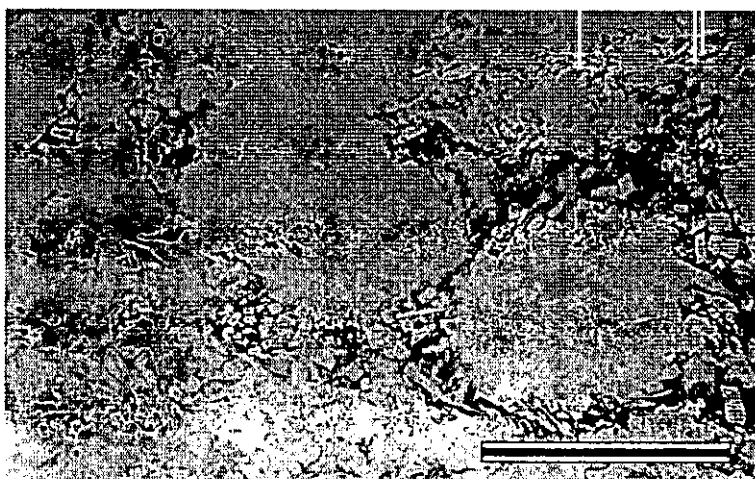


Figura 4.40. Micronódulos de yeso secundario formados por agregados de cristales con morfologías cuadradas-rectangulares características de la anhidrita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

En las proximidades de la localidad de Fuentes de Jiloca se pueden reconocer meganódulos que en algunos casos alcanzan los 3 m de diámetro (Collantes y Griffó, 1982), así como niveles de yeso alabastrino con base y techo sinuosos organizados en niveles cercanos a 1 m de potencia, que se encuentran intercalados entre lutitas rojas-grises y niveles dolomíticos de entre 10 y 30 cm. Existe una deformación considerable de estos niveles con acomodación de los mismos y con abundantes *satinspar vein* formando un entramado tridimensional sin orientación preferente. La estructura del yeso adquiere un aspecto masivo con cierta orientación columnar definida por macrocristales elongados parcialmente translúcidos o, en ocasiones, yeso mesocristalino pulverulento fácilmente disgregable. El yeso nodular se caracteriza por una gran cantidad de inclusiones de arcillas rojas y verdes e incluso vestigios de una matriz carbonática blanquecina.

En lámina delgada, se pueden distinguir diferentes texturas de yeso alabastrino; una de las más comunes consiste en macrocristales (c.e.n.u.) que pueden alcanzar hasta 1 cm de longitud, separados por juntas arcillosas. Estos cristales se subdividen a su vez en un mosaico formado por cristales de yeso elongados verticalmente de unos 250 μm de longitud que presentan morfologías anhedrales con contactos suturados e irregulares. También se pueden encontrar texturas fluidales formadas por agregados granoblásticos de mesocristales anhedrales de yeso con abundancia de inclusiones terrígenas (Fig. 4.41).

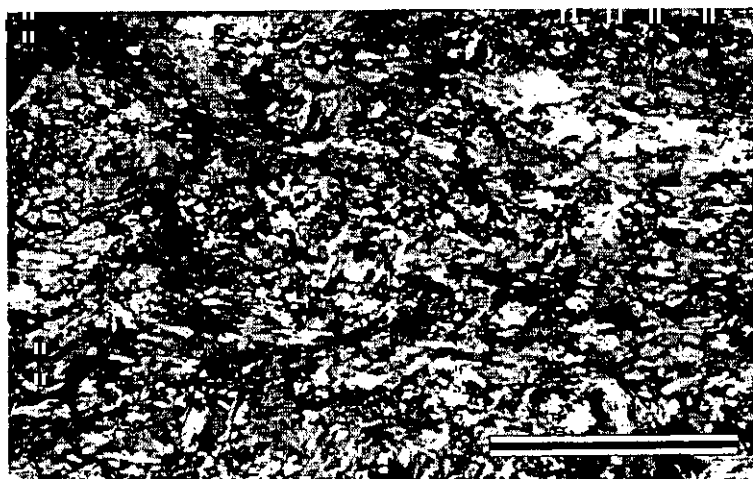


Figura 4.41. Texturas fluidales formadas por agregados granoblásticos de mesocristales anhedrales de yeso (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

YESO NODULAR SACAROIDEO:

A macroescala, este tipo de yeso nodular se compone de cristales subhedrales de morfología prismático-tabular y tamaño meso-macrocrystalino con distinto grado de anhidritización que proporcionan a la roca un aspecto terroso y disgregable. En lámina delgada, se observa un agregado porfiroblástico subhedral-anhedral con escasos relictos de anhidrita e inclusiones de arcillas y magnesita. El tamaño máximo de los porfiroblastos alcanza los 5 mm y aunque en la mayoría de los casos predominan los contactos rectos intercrystalinos, también es posible reconocer contactos cristalinos curvos y concavo-convexos (Fig. 4.42).

Esta textura sacaroidea se caracteriza por la existencia de bordes cristalinos corroidos y una calcitización de la matriz intercrystalina lutítico-magnésica o, del propio yeso a favor de discontinuidades cristalinas.

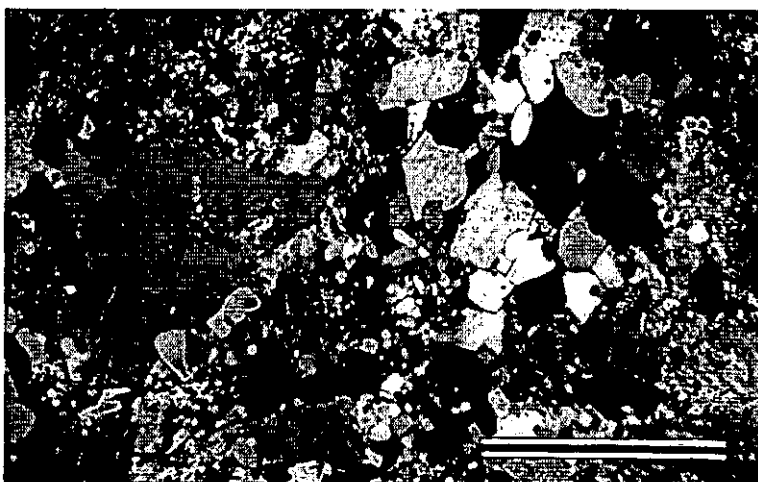


Figura 4.42. Agregado de cristales porfiroblásticos subhedrales-anhedrales, que en algunos casos presentan contactos cristalinos curvos y concavo-convexos (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

Subfacies laminadas (A₁)

Esta litofacies tiene amplia representación en la cuenca, en concreto en los sectores más centrales, en la Subunidad Y_L-INF, y de forma menos abundante en la subunidad Y_{LN}-INF. Las litofacies yesíferas postdeposicionales laminadas más frecuentes constan de una

monótona alternancia de láminas de 2-3 mm a 1 cm de yeso mesocrystalino intercalado con finas láminas lutíticas, margosas y magnésicas de 1-2 mm, a veces con restos vegetales flotados y óxidos de Fe, que pueden incluir niveles de yeso nodular de poco espesor. El aspecto de yeso mesocrystalino depende del área considerada, siendo ligeramente translúcido y opaco al Sur de la

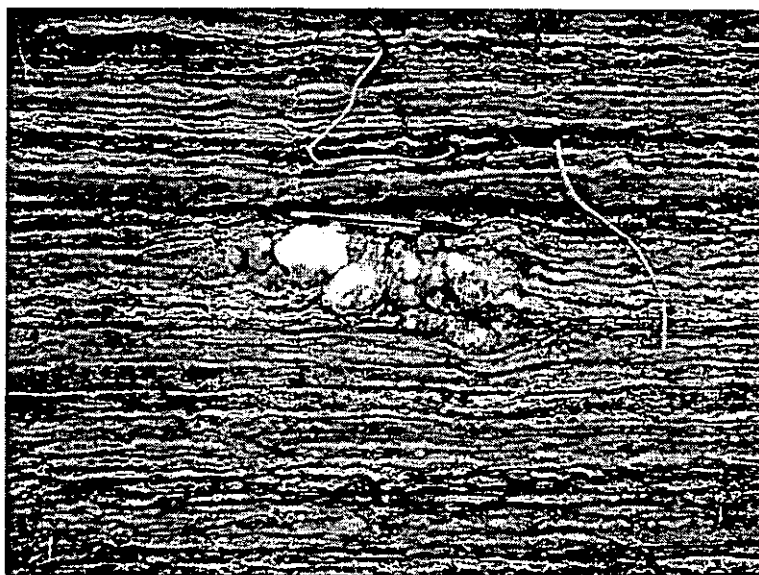


Figura 4.43. Yeso secundario laminado enriquecido en materia orgánica (sector de la Sierra de Armantes)

Sierra Armantes, debido a un enriquecimiento en materia orgánica (Fig. 4.43 y 4.44) o, por el contrario, con un color blanco lechoso, que indica el paso por una etapa de anhidritización sinsedimentaria (Ortí y Salvany, 1991), como es más característico en el sector central de la cuenca. Es importante señalar que, las láminas presentan continuidad lateral de carácter decimétrico, si bien tienen frecuentes variaciones de potencia con



Figura 4.44. Yeso secundario laminado característico de los sectores más centrales de la cuenca.

desdoblamientos y acuñamientos de láminas; además, se reconocen estructuras replegadas-enterolíticas características de una competición en el crecimiento cristalino. El aspecto homogéneo y repetitivo de esta alternancia queda interrumpido por pequeñas discontinuidades o superficies erosivas (Fig. 4.45).

En las láminas más gruesas se localizan morfologías difusas de cristales prismáticos pseudomorfos de anhidrita que desplazan las láminas terrígeno-carbonáticas suprayacentes. Del mismo modo, resulta frecuente encontrar láminas de yeso fibroso que excepcionalmente presentan un grosor de hasta 3 cm.

En lámina delgada, se visualizan texturas características de yeso secundario formadas por agregados mesocristalinos heterométricos. Básicamente, las texturas dominantes consisten en agregados anhedrales equigranulares (alrededor de $100\ \mu\text{m}$) de aspecto homogéneo que alternan con texturas compuestas de cristales de hábitos más elongados (0,75-1,5 mm), en ocasiones maclados, dispuestos verticalmente o bien con orientación fluidal. Otra de las microtexturas características es la presencia de componentes de extinción no uniforme (c.e.n.u.) con contactos interpenetrativos y tamaños en ocasiones centimétricos, que se encuentran constituidos por subcristales anhedrales (1-2,5 mm). En lámina delgada se observa cómo las láminas de yeso pueden estar compuestas de otras subláminas cercanas a 1 mm de grosor. La estructura interior de cada lámina cristalina puede ser masiva y homogénea o presentar residuos

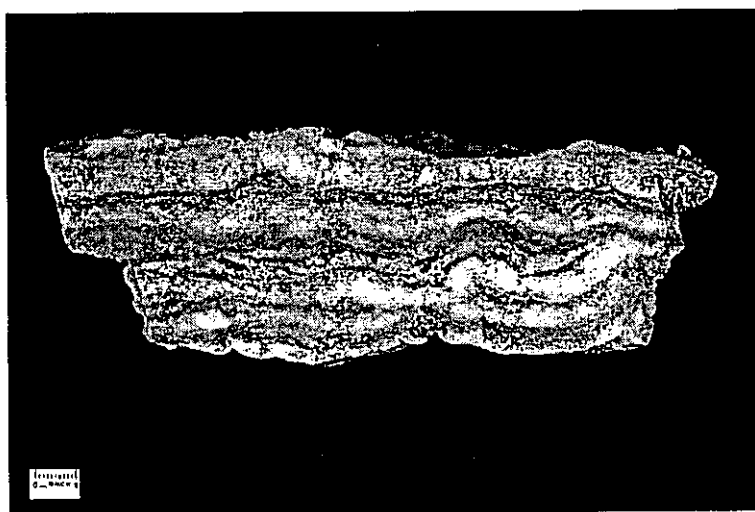


Figura 4.45. Sección transversal del yeso secundario laminado, donde se aprecia una superficie erosiva interna.

intercristalinos del encajante terrígeno-carbonático. Con nicoles paralelos, se diferencian con claridad morfologías relictas de anhidrita (Fig. 4.46); entre las más comunes se reconocen morfologías tabulares-prismáticas, ortorrómbicas, y cuadrado-rectangulares, en ocasiones macladas. Sus tamaños medios se encuentran por debajo de las 500 μm , con anchuras entre 50-75 μm y longitudes entre 125-375 μm . Se puede observar gradación de tamaños cristalinicos entre diferentes láminas, además de una dirección vertical-subvertical preferente de crecimiento (Fig. 4.47). En asociación con tramos laminados, existen niveles de yeso micronodular (desde 0,5-1,5 mm a aproximadamente 1 cm) que muestran los núcleos de los nódulos completamente nítidos, mientras que las áreas externas son bastante más ricas en inclusiones con cristales prismáticos, adoptando una disposición radial-tangencial, similares a las descritas por Shearman y Fuller (1969).

En el yeso secundario laminado resulta muy frecuente la localización de relictos de la propia anhidrita, así como silicificaciones con morfología de roseta o cristales de cuarzo idiomorfo disperso.

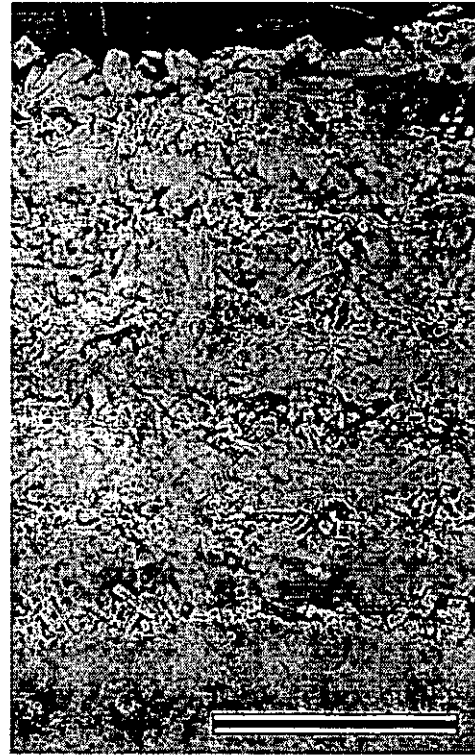


Figura 4.46. Yeso secundario laminado. Aspecto general de las diferentes láminas compuestas por morfologías de anhidrita tabulares-prismáticas, ortorrómbicas, y cuadrado-rectangulares (nícoles paralelos; escala = 2 mm).



Figura 4.47. Detalle de las morfologías cristalinas de anhidrita que poseen una dirección preferente vertical-subvertical de crecimiento (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

3. 2. 2. INTERPRETACIÓN

Una gran parte de los depósitos evaporíticos (continentales y marinos) del registro geológico se compone mayoritariamente de anhidrita. Las litofacies más comunes de la anhidrita en series sedimentarias son las nodulares y las laminadas, siendo especialmente dominantes las primeras. Estas litofacies nodulares se caracterizan por estructuras enterolíticas, *chicken-wire*, y ocasionalmente, de elongación vertical.

Generalmente, las anhidritas laminadas se caracterizan por su alternancia con láminas de carbonatos, usualmente magnésicos (Lowenstein, 1982; Menduiña *et al.*, 1984; Ortí y Salvany, 1994; Ordóñez y García del Cura, 1994). Las fábricas más comunes son las que constan de morfologías cristalinas prismáticas "*laths*" y cuadrado-rectangulares, con similar orientación y compenetradas (*pile of bricks*) (Ortí y Rosell, 1991).

En las formaciones evaporíticas de las grandes cuencas terciarias de la Península Ibérica, la anhidrita es un constituyente usual de las paragénesis minerales. El estudio directo de la anhidrita se aborda por lo general con ayuda de sondeos de prospección salina, ya que en ambiente superficial, se encuentra típicamente rehidratada a yeso secundario. En los casos en que sólo es posible el estudio en superficie, se acude a una descripción de las texturas de yeso secundario como método de identificación de las texturas deposicionales (Holliday, 1970; Ortí, 1977).

Como ejemplos de las litofacies anhidríticas encontradas en la Península Ibérica en series evaporíticas similares a las de Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud, Menduiña *et al.* (1984) describen dos tipologías de anhidrita en asociación con glauberita en el yacimiento de Cerezo del Río Tirón (Burgos) que responden tanto a niveles de anhidrita inequigranular con cierta continuidad, como a texturas de nódulos equigranulares.

En el yacimiento glauberítico de Alcanadre, Salvany y Ortí (1992) localizan de forma ocasional anhidrita en superficie, aunque, por lo general, se encuentra en sondeos a algunas decenas de metros de profundidad. Las litofacies son laminares y nodulares constituidas por un tamaño de cristal muy fino (30-150 μm), y texturas granulares o prismáticas desorientadas.

Del mismo modo, Ordóñez y García del Cura (1994) describen dos fábricas distintas de la anhidrita a partir de las comunas de sondeos realizados en la Unidad Inferior de la Cuenca de Madrid, que se traducen, por un lado, en fábricas nodulares y en ocasiones, enterolítica, y por otro lado, en fábricas laminares. En estos casos, la anhidrita presenta gran cantidad de hábitos cristalinos, desde masas cristalinas fasciculares, cristales planares e incluso texturas *bow-tie*.

Entre los escasos hallazgos en la actualidad, el crecimiento está confinado a situaciones puramente diagenéticas intrasedimentarias. El origen o cristalización primaria de anhidrita no resulta evidente en la naturaleza, con excepción de los depósitos profundos ligados a procesos de hidrotermalismo en el Mar Rojo (Rouchy *et al.*, 1994), o de un origen vadoso a partir de salmueras concentradas por evaporación capilar. En este último caso, la anhidrita precipita siempre con morfología nodular. La existencia de morfologías nodulares de anhidrita constituye un rasgo común en ambientes deposicionales modernos. Desde hace algunas décadas, el estudio de la nucleación y crecimiento de nódulos de anhidrita se está llevando a cabo en *sabkhas* marinas modernas y en ambientes lagunares de la costa del Golfo Árabe. La mayor parte de la anhidrita nodular en ambientes deposicionales recientes y actuales se produce por reemplazamiento secundario de yeso (Hsü y Siegenthaler, 1969; Butler, 1969, 1970; Bush 1973; Perthuisot, 1977; Shearman, 1978, 1983; Gunatilaka *et al.*, 1980) mientras que las citas que hacen referencia a un crecimiento directo de anhidrita primaria se limitan a Shearman (1966, 1983) y Bush (1973).

En este sentido, la estructura nodular del yeso secundario se atribuye comúnmente a la existencia de un precursor de mineralogía anhidrítica (Ortí 1977, Ortí *et al.*, 1989) mediante la identificación de las texturas características del yeso alabastrino por rehidratación de precursores anhidríticos.

La cristalización de anhidrita en una lámina de agua o en la interfase agua-sedimento ha sido estudiada experimentalmente por Cody y Hull (1988). En laboratorio, se ha comprobado que la sobresaturación en sulfato cálcico de una solución produce solamente yeso a temperaturas accesibles en ambientes geológicos. La solubilidad de la anhidrita en agua pura es mayor que la del yeso por encima de 42° C, valor que queda reducido con la adición de NaCl a la solución (Magee, 1991).

En el registro geológico, la aparición de anhidrita parece marcada por cuatro líneas interpretativas:

- a) Origen diagenético profundo por anhidritización progresiva de depósitos yesíferos mediante soluciones salinas ricas en cloruros o sulfatos magnésicos expulsadas por enterramiento desde formaciones evaporíticas cercanas (Ortí y Rosell, 1981; Hardie *et al.*, 1985).
- b) Cristalización de anhidrita intrasedimentaria primaria (Butler, 1969; Shearman, 1978), transformación de un precursor yesífero (Shearman, 1983), o por epigénesis de carbonatos en un origen diagenético temprano (Dumas, 1988).
- c) Deshidratación del yeso relacionado con un aumento de presión y temperatura (Mossop y Shearman, 1973) que implica una reducción de volumen de más del 40%.
- d) Origen primario por una precipitación directa en un cuerpo de agua o en la interfase agua-sedimento (Cody y Hull, 1980).

Como se ha indicado previamente, las litofacies de yeso postdeposicional de origen anhidrítico pueden subdividirse generalmente en subfacies nodulares y laminadas. En lo que se refiere a las subfacies nodulares, durante las últimas décadas, gran parte de los estudios sobre el proceso de crecimiento de nódulos de sulfato cálcico (yeso-anhidrita) y transformaciones diagenéticas asociadas ha sido focalizado en *sabkhas* marinas actuales y ambientes lagunares del Golfo Árabe. Existen muy pocas referencias sobre el origen primario de la anhidrita en estos medios (Shearman, 1966, 1983; Bush, 1973) en los que la mayor parte de la anhidrita presente se relaciona con el reemplazamiento de una fase precursora yesífera. Como norma general, en los ambientes de *sabkha*, la anhidrita es la fase predominante sobre el nivel freático (condiciones vadosas), encontrándose el yeso siempre bajo el mismo (50 cm a 1 m de profundidad) (Magee, 1991) o, en un área con entrada de aguas dulces continentales (Warren y Kendall, 1985).

Sin embargo, son numerosas las anhidritas laminadas con fábricas prismáticas y morfologías cuadrado-rectangulares, así como orientadas e interpenetradas, que normalmente se interlaminan con carbonatos magnésicos y otras fases minerales salinas como glauberita, halita, o polihalita (Lowenstein, 1982; Menduina *et al.*, 1984; Ortí y Salvany, 1994; Ordóñez y García del Cura, 1994). En gran parte de estos casos, cabe proponer para la anhidrita laminada un origen "primario y deposicional" por precipitación directa en la interfase agua-sedimento dentro de cuerpos de aguas muy concentradas.

Dentro de las subfacies nodulares distinguidas se puede realizar una diferenciación básica en función de la Subunidad en que se desarrollan los nódulos. Así, en la Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (L_R-INT), éstos se presentan frecuentemente de forma aislada en el encajante. Los nódulos crecieron de forma desplazativa en el sedimento por un ascenso capilar de aguas freáticas sometidas a evaporación (Shearman, 1966, 1978) (Fig. 4.48). La nucleación y desarrollo de nódulos se originó en medio vadoso de mudflat salino con precipitación de anhidrita primaria o por reemplazamiento temprano de una fase yesífera intrasedimentaria previa.

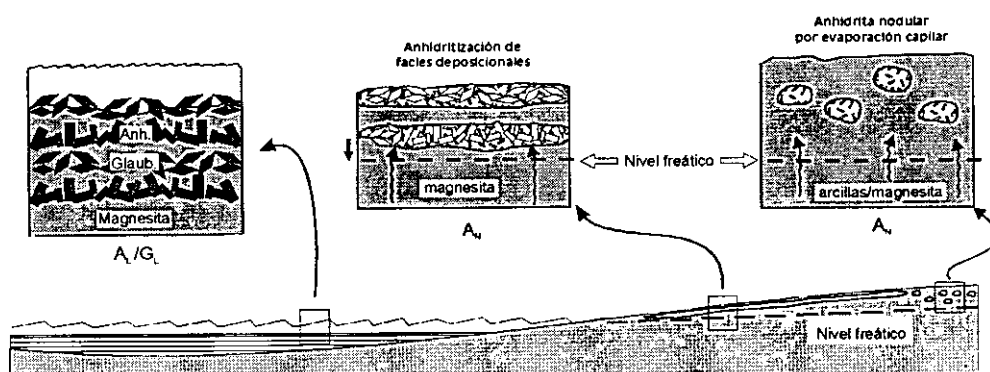


Figura 4.48. Modelo de génesis de las diferentes litofacies anhidríticas.

En la Subunidad de yesos laminado nodulares de Unidad Inferior (Y_{LN-INF}), los nódulos de yeso formados a partir de anhidrita se caracterizan por presentarse tanto aislados, como coalescentes, o formando niveles enterolíticos masivos y continuos. En este ambiente deposicional (transición entre mudflat y margen de lago salino) (Fig. 4.48), se produjo el desarrollo de nódulos de anhidrita mediante dos procesos:

- a) Crecimiento intrasedimentario por evaporación capilar, de forma análoga al caso descrito anteriormente.
- b) Anhidritización de fases salinas deposicionales (Lowenstein y Hardie, 1985).

El reemplazamiento de facies deposicionales por anhidrita se produciría en períodos de desecación del lago evaporítico (Lowenstein y Hardie, 1985), originándose un cuerpo de agua subsuperficial de alta salinidad por evaporación capilar. La interacción de estas salmueras hiperconcentradas con facies sulfatadas deposicionales provocaría el reemplazamiento por anhidrita. Así, en el análisis de litofacies de yeso postdeposicional (glauberítico) se identifica en algunos casos una fase de anhidritización de la glauberita (con paso intermedio por yeso, según Mees, 1998) previa a su hidratación a yeso secundario. García Veigas *et al.* (1991) reconocieron la importancia de este proceso en la Fm. Zaragoza de la Cuenca del Ebro. Estos procesos de anhidritización serían distintos a los propios de condiciones de exposición subaérea, como los descritos por Rouchy (1976, 1980) en el Messiniense de Sicilia y España, que son formados por alteración sindeposicional en superficie de facies de yeso primario selenítico.

La existencia de subfacies de anhidrita laminada con glauberita y arcillas/magnesita en la Subunidad Y_{LN-INF} y de anhidrita con arcillas/magnesita en la Y_L-INF concuerda con numerosas descripciones de secuencias finamente laminadas de anhidrita con otras fases minerales (Lowenstein, 1982; Menduiña *et al.*, 1984; Ortí y Salvany, 1994; Ordóñez y García del Cura, 1994). La probable génesis de anhidrita bajo lámina de agua estable queda limitada por las condiciones físicoquímicas de ésta y, porque, tal como demuestran los escasos hallazgos de anhidrita subactual, su crecimiento está confinado a situaciones puramente diagenéticas e intrasedimentarias (Ortí y Rosell, 1981). Menduiña *et al.* (1984) indican que los tipos de anhidrita laminada podrían ser de precipitación primaria, aunque, desde el punto de vista físico-químico, la salmuera no reúne las condiciones necesarias para su precipitación directa; por ello, plantean como solución una anhidritización temprana de yeso precursor en los primeros centímetros de enterramiento, con una primera fase de génesis de porfiroblastos de anhidrita euhedral seguida de una nucleación homogénea de cristales anhedrales de pequeño tamaño. En este mismo sentido, la anhidrita reemplazaría, en condiciones subacuáticas, a un posible precursor yesífero precipitado en ambiente lacustre salino (Gunatilaka, 1990).

Todos los datos obtenidos del análisis petrográfico de las litofacies anhidríticas laminadas de la Cuenca de Calatayud, así como la continuidad de láminas, y la

alternancia cíclica con otras fases salinas y/o carbonáticas, sustentan la hipótesis de un crecimiento "primario" o syndiagenético de anhidrita en la interfase sedimento-agua o en los centímetros más superficiales del sedimento de un lago salino somero, probablemente generado a partir de "núcleos iniciales yesíferos", asociándose con glauberita laminada (Fig. 4.48). Las morfologías cristalinas relictas más comunes, obedecen a formas características de la anhidrita con secciones cuadrado-rectangulares, en algunos casos con dirección preferente de crecimiento vertical, sin coexistencia ni conservación en una misma lámina de morfologías típicas de yeso primario que podrían ser indicativas de una fase precursora yesífera. Además, las laminaciones carbonático-terrágenas no sufren deformaciones producidas por el crecimiento cristalino, si exceptuamos los crecimientos con morfología nodular, en que sí se ha reconocido un carácter reemplazativo-desplazativo frente a la magnesita.

3. 3. LITOFACIES DE VENAS DE YESO FIBROSO ("*SATINSPAR VEIN*") (Y_F)

3. 3. 1. DESCRIPCIÓN



Figura 4.49. Detalle de una vena de yeso fibroso con orientación de los cristales de yeso perpendicular a la dirección de extensión de la vena (diques de Terror).

Son muy abundantes en el conjunto de las facies evaporíticas de la cuenca, presentando una gran variedad de tamaños. Este tipo de yeso cobra especial importancia dentro de la Unidad Inferior, donde el yeso fibroso se dispone formando venas o diques que pueden alcanzar grandes dimensiones (decenas de metros de longitud y entre 5-7 cm de anchura), especialmente en asociación con facies rojas lutíticas de la Subunidad L_R-INF y, en menor medida, en la Subunidad de Y_{LN}-INF en los sectores NO y SE de la cuenca. Así, la distribución de los diques o venas de yeso fibroso adopta una forma radial-marginal en la cuenca, en relación directa con facies lutítico-limosas (Hoyos *et al.*, 1996), donde adquieren direcciones preferentes verticales/subverticales, si bien pueden llegar a formar redes y entramados tridimensionales, o rodear morfologías nodulares. En sectores centrales de la cuenca, en relación con las series monótonas de yeso laminado post-deposicional, las venas de yeso fibroso, de espesor subcentimétrico,

adoptan una disposición horizontal coincidente con la estratificación de los depósitos. La estructura de yeso fibroso consiste en cristales prismáticos que crecen desde el centro del dique hacia los bordes de la grieta que rellenan, como ha señalado Machel (1985); generalmente, la orientación de los cristales de yeso es perpendicular a la dirección de extensión de la vena (diques de Terror) (Fig. 4.49), aunque en el área de Velilla de Jiloca (Lámina II.D) una gran parte de las venas presentan relaciones oblicuas entre la direcciones de extensión y de crecimiento de la fibra (Fig. 4.50), que señalan la existencia de desplazamiento o cizalla a lo largo de la fractura que alberga el dique (Ramsay y Hubert, 1983).

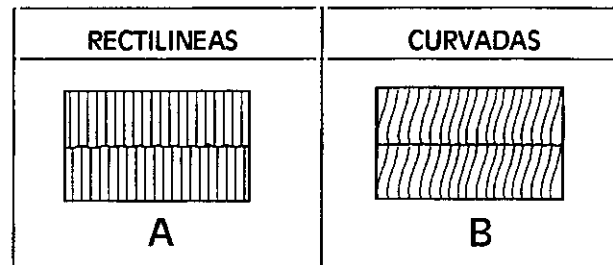


Figura 4.50. Esquema que representa los dos tipos de venas rellenas de yeso fibroso que se han localizado en la cuenca.

3. 3. 2. INTERPRETACIÓN

El carácter postdeposicional de esta litofacies está definido por su génesis en una diagénesis tardía, si bien su desarrollo es primario. Para la interpretación de la génesis de las venas de yeso fibroso, resulta necesario explicar tanto los procesos que generan las fisuras como los que provocan su relleno por yeso fibroso. El mecanismo de formación y extensión de las fisuras y fracturas a través de las cuales se desarrollan las venas de yeso fibroso se encuentra actualmente sometido a debate, habiéndose planteado diferentes hipótesis para su génesis, entre las que destacamos la de Machel (1985) como la más probable. Este autor distingue como principales mecanismos inductores de la apertura de las fisuras, los movimientos compresivos laterales (tectónicos), o la sobrepresión hidráulica, o bien una mezcla de ambos procesos.

El origen de las venas de yeso fibroso está en relación con la circulación de aguas sobresaturadas en sulfato cálcico a través de las citadas fisuras y discontinuidades, produciéndose la consiguiente precipitación de yeso. Shearman *et al.* (1972) relacionan la formación de yeso fibroso con una expulsión de aguas desde depósitos infrayacentes que son el producto de un exceso volumétrico de yeso en los procesos de rehidratación de anhidrita en sistemas semi-cerrados, que son los que proporcionan las más características texturas del yeso secundario (Ortí, 1977) que hemos descrito con anterioridad. En este sentido, se ha comprobado mediante sondeos la existencia de una cobertera, en que gran parte de la anhidrita ha sido rehidratada a yeso secundario, en condiciones superficiales, acompañándose de una gran variedad de venas de yeso fibroso que se desarrollan a través de fisuras y discontinuidades.

3. 4. LITOFACIES DE YESO MACROCRISTALINO (Y_M)

3. 4. 1. DESCRIPCIÓN

Esta litofacies, de compleja interpretación, se encuentra preferentemente asociada a monteras o coberteras resultantes de la alteración meteórica de secuencias evaporíticas de la Unidad Inferior, deduciéndose así una probable relación con procesos diagenéticos tardíos. Se encuentra usualmente formando niveles de potencia menor de 0,5 m, y con

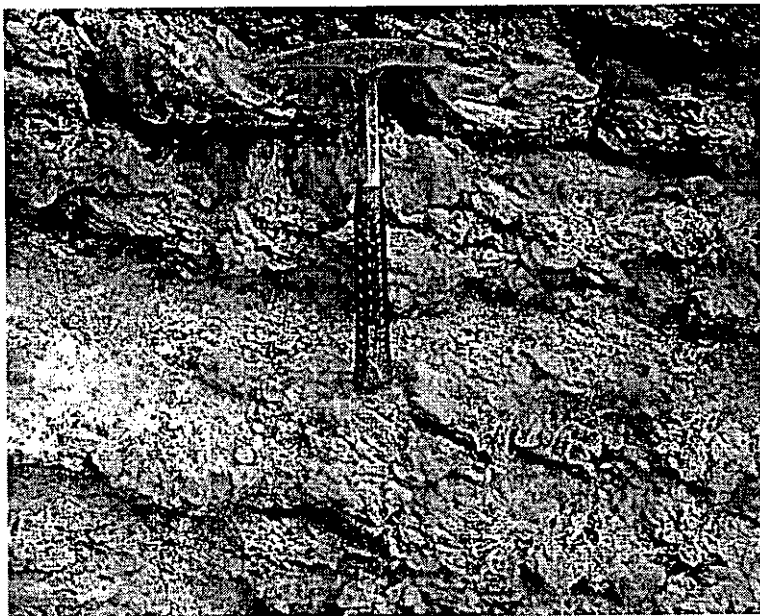


Figura 4.51. Aspecto de los yesos macrocristalinos.

frecuencia aparece intercalada en secuencias con importante presencia de facies lutíticas. Esta litofacies es abundante en el Sur de Armantes, en el margen occidental cerca de La Vilueña-Valtorres y Maluenda (Fig. 4.51), y en el márgen oriental del área de Los Cerrillares (Torres) y Villalba de Perejiles. A macroescala, se compone de macro-cristales de yeso translúcido tabular (hasta 4-5 cm), en ocasiones discoidales, con evidencias de inten-

sa corrosión-disolución de las caras de los cristales que se disponen con orientación planar y exfoliación muy bien desarrollada. Al microscopio petrográfico, se distinguen morfologías subhedrales-anhedrales que forman complejos agregados cristalinos inequigranulares con matriz lutítica (en ocasiones magnesítica) que albergan un gran cantidad de relictos de anhidrita. Los bordes de los macrocristales presentan usualmente límites rectos y netos, aunque en ocasiones están corroidos dando lugar a bordes quebrados. Además, destaca la existencia de morfologías lenticulares ligadas a la disgregación de los bordes de los cristales yesíferos denominados "yesos factoría" por Laya *et al.* (1993). La extinción de los macrocristales es uniforme. Así mismo, la estructura general de este tipo de yeso es esencialmente porosa, lo que favorece los procesos de disolución, corrosión, y calcitización del yeso (Fig. 4.52), así como procesos de precipitación de yeso microcristalino lenticular en posición intercristalina.

La presencia de estas texturas macrocristalinas en secuencias evaporíticas de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud está asociada a niveles de pseudomorfo de glauberita y yeso nodular secundario. En ocasiones, se han encontrado tramos transicionales entre niveles pseudomórficos de glauberita y niveles de yeso macrocristalino. Dichos



Figura 4.52. Detalle de los yesos macrocristalinos, donde se aprecian los efectos de los procesos de corrosión-disolución.

tramos presentan una mezcla de morfologías de cristales tanto discoidales como tabulares, aumentando el grado tabular de los cristales cuanto más sometidos a exposición meteórica se encuentran.

3. 4. 2. INTERPRETACIÓN

Rodríguez Aranda (1994), en facies similares de la Cuenca de Madrid, interpreta este tipo de yeso macrocristalino, como originado por procesos de disolución-cementación (reprecipitación) que se llevarían a cabo a cierta profundidad, aunque por acción de aguas meteóricas. En este sentido, interpretamos que durante el encajamiento de la red fluvial actual, se disolverían niveles constituidos por fases salinas más solubles (como halita y anhidrita) reprecipitándose yeso en la porosidad generada. Ortí (1977) ha denominado a estas morfologías megacristalinas “selenitas de relleno” asimilándolos a rellenos de cavidades o recubrimientos de superficies. Así, estas texturas megacristalinas, aunque con rasgos similares a los yesos selenitas primarios, podrían ser producto de la disolución-cementación de tramos complejos anhidrítico-glauberíticos.

En este sentido, entre la vertiente Sur de la Sierra de Armantes y el curso fluvial del Río Jalón, la cobertera más superficial de las series evaporíticas allí existentes, se compone de este tipo de yeso macrocristalino. Mediante los sondeos realizados por MYTA en este sector, se conoce la existencia de facies glauberítico-anhidríticas a baja profundidad, por lo que la disolución-cementación de facies salinas previas de mayor solubilidad en ambiente meteórico parece la hipótesis genética más probable.

En el caso de niveles concretos de yeso macrocristalino, limitados a base y techo por otras litologías y/o litofacies yesíferas distintas, interpretamos procesos de alteración temprana (disolución-reprecipitación) de tramos con litofacies evaporíticas solubles, mediante la entrada de aguas meteóricas diluidas a la cuenca.

3. 5. LITOFACIES DE NÓDULOS COLUMNARES DE YESO (A_p)

3. 5. 1. DESCRIPCIÓN

Una de las principales características de la Subunidad Y_{LM}-INT, incluida en la Unidad Intermedia, es la presencia de una marcada ciclicidad sedimentaria, con la intercalación de tramos complejos de unos 2 m de potencia, que comprenden niveles formados por yeso nodular con disposición vertical. En las secuencias evaporíticas de la sección *Mar-3*, se han localizado hasta tres niveles distintos con esta atípica disposición nodular; del mismo modo, tanto las secciones *Mar-4* y *Mor* y en las diversas observaciones realizadas en este área, se muestra que la aparición de niveles con nódulos de elongación vertical comienza a partir del tránsito vertical entre las subunidades Y_L-INF y Y_{LM}-INT. Niveles similares han sido localizados al SE de la sección *Mor*, en las subunidades M_D-INT y Y_{MB}-INT, hasta la localidad de Fuentes de Jiloca, siguiendo los cambios de facies de subunidades que se describieron en el capítulo precedente.

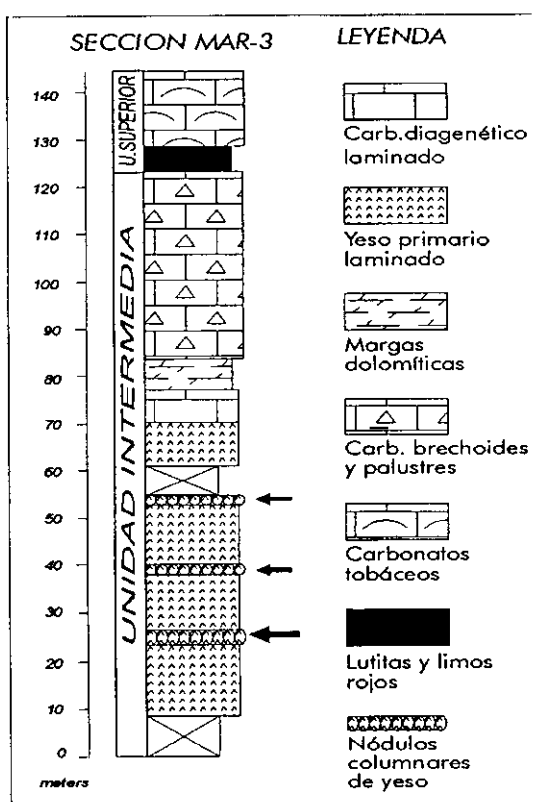


Figura 4.53. Sección estratigráfica *Mar-3* con la ubicación de los tramos con aparición de nódulos columnares de yeso.

Para la descripción de estos niveles nodulares, se eligieron los tramos mejor conservados y que presentan las mejores condiciones de afloramiento de la sección *Mar-3* (144 m), que se encuentran intercalados en una monótona serie de yeso laminado que forma la parte inferior-media de la sección. Dicha parte se encuentra compuesta por yesos primarios (microselenitas, lenticulares y detríticos) con evidencias de una fuerte anhidritización sinsedimentaria, interlaminados con arcillas y/o magnesitas (Subunidad Y_{LM}-INT). Hacia techo, la sección de *Mar-3* se completa con tramos de las subunidades M_D-INT, CB_{PY}-INT, L_R-SUP y T_A-SUP (Fig. 4.53). La secuencia tipo de los tramos, en que se presentan los niveles nodulares posee unos 2 m de potencia, y se encuentra compuesta por cuatro niveles diferentes que se caracterizan por la existencia de un carbonato encajante (magnesita) con un porcentaje minoritario de siliciclásticos (principalmente arcillas). Cada tramo posee una continuidad lateral que alcanza centenares de metros.

DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA TIPO

En la secuencia tipo se han distinguido un total de 5 niveles litológicos (Fig. 4.54 y 4.55):

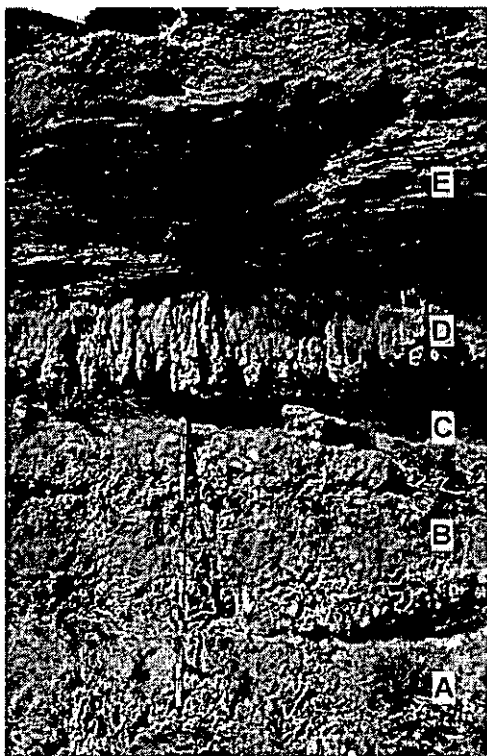


Figura 4.54. Vista del afloramiento en el que se encuentran los depósitos que presentan los nódulos columnares de yeso. La sección detallada se encuentra en la figura (las letras B y D marcan los niveles donde el desarrollo de los nódulos elongados es más acusado).

Escala = 1 m.

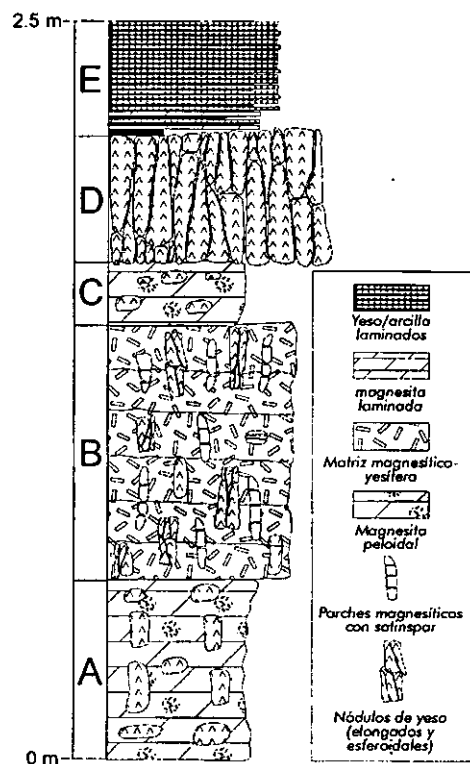


Figura 4.55. Sección estratigráfica esquemática que muestra los principales términos litológicos reconocidos en el afloramiento de la figura 4.54.

A) La base de la secuencia queda definida por un nivel irregular de unos 50 cm con laminación difusa, que se compone de un material grisáceo magnésico heterogéneo con algunos nódulos de yeso; la magnesita contiene un porcentaje bajo de arcillas (<5%) y presenta textura micrítica peloidal cementada por yeso poiquilotópico que presenta morfologías rectangulares-ortorrómbicas relictas de anhidrita interpenetradas en los peloides (Fig. 4.56). Los peloides son muy variables en talla (0,1 a 0,8 mm) y se diferencian de otras masas magnésicas mayores que presentan rasgos de desecación y trazas de raíces. Los nódulos de yeso, de tonalidades amarillentas, oscilan entre 3 y 30 cm de diámetro, y quedan distribuidos de forma irregular en la matriz magnésica. Los nódulos presentan morfología subesférica a elongada en la vertical. El estudio petrográfico de los nódulos de yeso

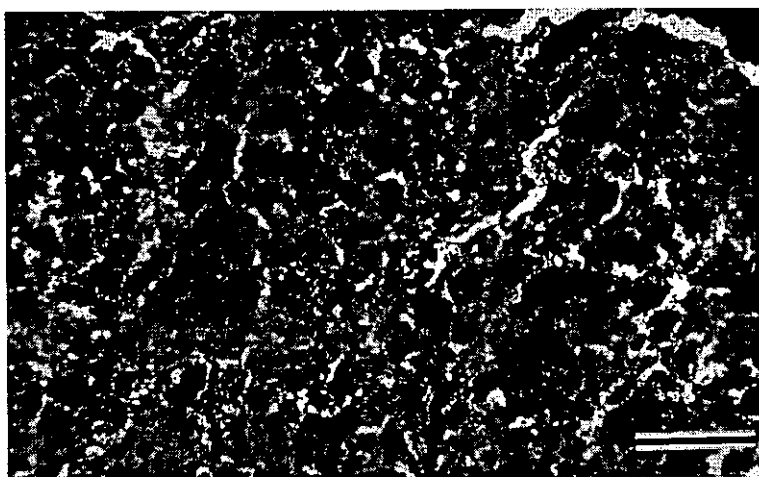


Figura 4.56. Microfotografía de la matriz magnesítica con una textura peloidal y las fisuras debidas a pequeñas huellas de raíces y grietas de desecación irregulares (nícoles paralelos; escala = 0,3

muestra una clásica micro-textura alabastrina formada por componentes cristalinos de morfología ameboide y extinción ondulante con bordes cristalinos interpenetrados, similar a las descritas por Holliday (1970) y Ortí (1977).

B) Nivel muy irregular, de unos 90 cm de potencia que se encuentra dividido de

forma difusa en subniveles de 10-15 cm. A macroescala, el rasgo principal es la existencia de parches residuales de magnesita con orientación vertical preferente (Fig. 4.57), que se encuentran inmersos en una matriz heterogénea yesífero-magnesítica de color grisáceo-blancuecino. La base de este nivel es transicional con el nivel magnesítico infrayacente, mientras que, por el contrario, el contacto con el nivel suprayacente, es neto. Los parches de magnesita tienen dimensiones variables, con longitudes que oscilan entre 1-15 cm y, con una anchura comprendida entre 1-3 cm (Fig. 4.58), encontrándose caracterizados por la existencia de una fisuración horizontal rellena de *satinspar vein*, cuya estructura fibrosa se pierde en la matriz.

La textura de la magnesita es, en general, densa y masiva. En lámina delgada, el yeso en este nivel consiste de un mosaico de yeso mesocristalino anhedral con abundantes inclusiones de magnesita con las mismas texturas peloidales que en el anterior nivel. Del mismo modo, la existencia en el yeso, de abundantes relictos de cristales de morfología tabular ("laths") y ortorrómbica de anhidrita,



Figura 4.57. Rellenos de raíces con magnesita densa y masiva (en color oscuro) que muestran unas fisuras horizontales a ligeramente oblicuas rellenas por yeso fibroso precipitado después de la hidratación de la anhidrita. Las áreas más claras paralelas o penetrando dentro de los parches de magnesita corresponden a nódulos de yeso con abundantes pseudomorfos prismáticos de anhidrita en la parte inferior derecha de la fotografía (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

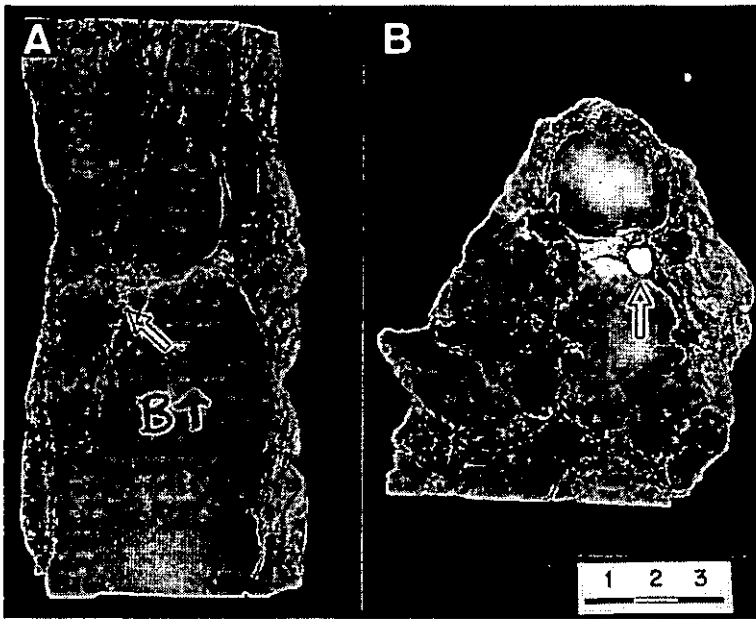


Figura 4.58. Muestras de mano de los nódulos columnares de yeso. Las flechas señalan la presencia de magnesita entre los nódulos. a) Sección longitudinal b) Sección transversal.

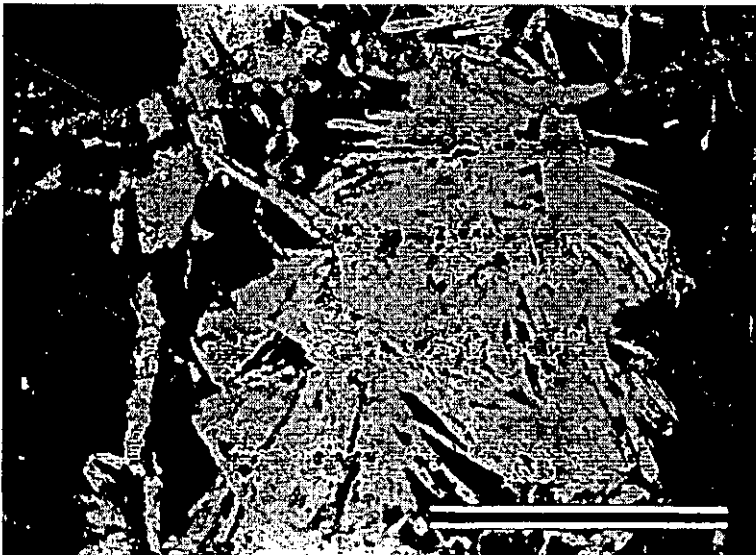


Figura 4.59. Detalle de los micronódulos que guardan morfologías pseudomorfas de anhidrita.

dispuestos formando micronódulos con fábricas "felted" constituye una evidencia de que el yeso es secundario (Fig 4.59), formado a partir de anhidrita primaria (Shearman, 1983). Esta fábrica presenta evidentes similitudes con la "fábrica en islotes" descrita por Herrero y Porta (1987) en suelos yesíferos recientes de la Cuenca del Ebro.

C) Nivel de morfología muy irregular, con una potencia que oscila entre los 15-20 cm, que presenta evidentes semejanzas con el primer nivel descrito. Se compone de magnesita blanquecina con una laminación difusa, que contiene nódulos de yeso aislados o coalescentes, que presentan morfologías esféricas-subesféricas. El tamaño de los nódulos oscila entre pocos centímetros hasta cerca de 40 cm de diámetro. Los

nódulos de yeso contienen relictos de cristales de anhidrita de morfologías tabulares y ortorrómbicas, mientras que, por su parte, la magnesita consiste de texturas peloidales abiertas cementadas por yeso poiquilotópico. Se distingue una red de rizotúbulos a pequeña escala dentro de la magnesita, especialmente hacia el techo del nivel (Fig. 4.60).



Figura 4.60. Rizotúbulos en matriz magnesítica a techo del nivel C.

D) Este nivel posee una estructuración muy destacable compuesta de nódulos de yeso con una elongación vertical, que se encuentran adosados lateralmente, proporcionando al conjunto un aspecto columnar (Fig. 4.61). Los contactos con los niveles infra y suprayacentes son irregulares, aunque mientras que la superficie inferior está marcada por las diferencias en el desarrollo hacia abajo de los nódulos, la superior

está definida por una superficie neta, en que el techo de los nódulos se encuentra erosionado. Cada nódulo puede alcanzar una longitud equivalente al espesor completo del nivel (unos 40-45 cm), y está formado por nódulos adosados de menor tamaño,

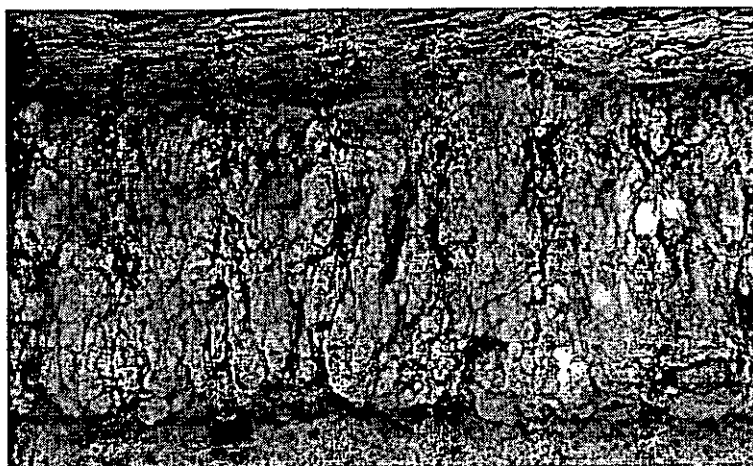


Figura 4.61. Detalle de los nódulos columnares de yeso.

que presentan la misma elongación vertical, recordando en apariencia a la clásica estructura *chicken-wire*. En este caso, la dimensión de los nódulos individuales puede ser hasta 3-4 veces la anchura. De la misma forma que en el nivel B, los nódulos de yeso poseen una textura alabastrina característica y contienen abundantes relictos de "laths" y cristales ortorrómbicos de anhidrita. También, se distinguen parches magnesíticos con fisuración horizontal rellena de yeso fibroso, que se localizan irregularmente, como material residual entre los nódulos columnares de yeso. El volumen ocupado por la magnesita es muy reducido en

comparación con el yeso, dando la apariencia de que los parches de magnesita son productos residuales después de un fuerte crecimiento lateral de los nódulos.

E) La secuencia descrita finaliza con niveles de yeso laminado que forman el grueso de los tramos inferiores-medios de la sección Mar-3. El ciclo sedimentario que se encuentra sobre la secuencia anteriormente establecida, representa un cambio en las condiciones ambientales. Después de un contacto neto, existe una alternancia de arcillas y magnesita con niveles ocasionales de yeso, que pasan transicionalmente a secuencias constituidas a escala centimétrica, por una alternancia de yeso primario y arcilla (\pm magnesita). El yeso presenta rasgos propios de una anhidritización sinsedimentaria (Rouchy *et al.*, 1994), con desarrollo de micronódulos coalescentes sobre unas facies de yeso primario (microselenita, lenticular, detrítico).

3. 5. 2. INTERPRETACIÓN

La existencia de morfologías nodulares compuestas de sulfato cálcico constituye un rasgo muy frecuente en secuencias evaporíticas antiguas y en ambientes deposicionales salinos modernos. La formación de nódulos de yeso y/o anhidrita ha sido descrita en una amplia variedad de ambientes deposicionales, tanto marinos como continentales. En este sentido, existe una controversia en la interpretación de las facies deposicionales y fases cristalinas primarias que originan morfologías nodulares. Desde hace algunas décadas, el estudio de sedimentación evaporítica y crecimiento de nódulos de yeso-anhidrita, incluyendo las transformaciones diagenéticas tempranas, se ha concentrado en ambientes marinos actuales de *sabkha* y *lagoon* en la costa del Golfo Árabe, donde la mayoría de la anhidrita existente es atribuida a un reemplazamiento secundario de yeso (Butler, 1969, 1970; Bush, 1973; Perthuisot, 1977; Gunatilaka *et al.*, 1980; Shearman, 1983), mientras que la aparición de anhidrita primaria en condiciones superficiales ha sido citada por Shearman (1966, 1983) y Bush (1973). Por otra parte, Shearman (1966) y Kinsman (1966) describieron la existencia de nódulos de yeso secundarios formados a partir de anhidrita primaria, y West *et al.* (1979, 1985) han constatado el crecimiento de nódulos de yeso primario en *sabkhas* egipcias.

Las morfologías nodulares más características del yeso y anhidrita descritas en ambientes deposicionales evaporíticos antiguos y modernos consisten en formas esféricas aisladas, masas de nódulos coalescentes, estratiformes, estructuras enterolíticas, y *chicken-wire*; sin embargo, morfologías distintas a éstas, no son usualmente citadas en la literatura científica, y su aparición trae consigo problemas de tipo genético, cuya interpretación se basa usualmente en la existencia de improntas diagenéticas tempranas o post-enterramiento.

La disposición vertical-subvertical de nódulos de sulfato cálcico, como los descritos con anterioridad, constituye un rasgo poco común en secuencias evaporíticas antiguas y

ambientes deposicionales actuales. Este tipo de morfologías puede originarse en dos contextos diagenéticos distintos:

1) Durante la diagénesis temprana, pueden formarse nódulos de sulfato con una disposición vertical en ambientes supramareales y de *sabkha*, tal como se observa en ambientes actuales del Golfo Árabe (Purser, 1985). Por otra parte, la formación y desarrollo de nódulos de sulfato cálcico en diagénesis temprana, puede ser controlada por el hábito cristalino, que presenta el yeso primario. Así, Rouchy (1976, 1980) ha realizado importantes observaciones en masas nodulares de anhidrita (actualmente transformadas a yeso secundario) formadas por alteración sindeposicional en superficie de facies de yeso primario selenítico en el Messiniense de Sicilia y España. Posteriormente, Shearman (1983) estudió los diferentes factores que controlan las morfologías de los nódulos, utilizando como base las observaciones de Rouchy, como son la separación de los centros de individuos cristalinos a partir de los cuales se inicia la alteración, la distribución de las inclusiones sedimentarias, o las discontinuidades entre los "brazos de Siva" de cada cristal selenítico.

2) Durante el enterramiento de secuencias evaporíticas, dando lugar a nódulos de anhidrita verticales o, preferentemente, en disposición alineada según la vertical, tal como se reconoce mediante sondeos profundos. Diversos autores, como Loucks y Longman (1982) en la *Ferry Lake East Basin* del Cretácico Inferior, Schreiber et al. (1982) en la *Fm. Mission Canyon* missisipiense, Lowenstein (1987) en la *Fm. Buckner* jurásica de Alabama, o Putter et al. (1993) en el Viseense Superior de la cuenca carbonífera Franco-Belga, han interpretado la existencia de estas morfologías como relictos de grandes cristales seleníticos subacuáticos originados en ambientes hipersalinos submareales, que pueden permanecer en profundidad como nódulos anhidríticos. El proceso de reemplazamiento o deshidratación que convierte el yeso en anhidrita con el enterramiento, puede preservar, de forma parcial, las morfologías cristalinas deposicionales definidas por inclusiones sedimentarias, o por el contrario, puede borrar cualquier evidencia de los precursores al ser transformados éstos en facies nodulares o mosaicos anhidríticos, con una estructura muy similar a la de la anhidrita diagenética temprana.

Los nódulos de elongación vertical de sulfato cálcico constituyen un rasgo muy poco frecuente en formaciones evaporíticas, sean éstas de origen continental o marino. Purser (1985) describió nódulos subredondeados dispuestos según un patrón vertical en ambientes supratidales del Golfo Árabe, interpretándolos como formados en condiciones diagenéticas muy tempranas. Por otra parte, también se han descrito morfologías con una disposición vertical en ambientes pedogenéticos actuales o recientes relacionados con la movilización de sulfatos; así, Watson (1985) observó una disposición columnar de yeso alabastrino y mesocristalino en relación con el desarrollo reciente de costras yesíferas subsuperficiales y superficiales en el Sur de Túnez y el Desierto Central de Namibia, donde se disponen formando columnas de sección más o menos hexagonal de diámetro 0,25-0,75

y longitud entre 1-2 m. Del mismo modo, Magee (1991) cita la existencia de formaciones de yeso tubulares que crecen desplazativamente en depósitos permeables del Cuaternario más tardío de los Lagos Prungle, una parte del sistema de lagos salinos de Willandra localizados en el SE de Australia. Magee (1991) sugiere que la génesis de esta tipología de yeso fue controlada por la fluctuación de aguas subterráneas favorecida por un substrato con desarrollo de biotúbulos que permite la movilización del sulfato.

Además de estas citas, los nódulos de anhidrita y/o yeso de elongación vertical son un producto relativamente abundante atribuido a una transformación de yeso primario (básicamente selenita) tanto cerca de la superficie (Rouchy, 1976, 1980; Shearman, 1983) como en condiciones de enterramiento profundo (Loucks y Longman, 1982; Lowenstein, 1987; De Putter *et al.*, 1993). En estos ambientes, la morfología elongada de los nódulos secundarios queda generalmente controlada por la geometría primaria vertical de los selenitas (Rouchy, 1980).

Los yesos nodulares con elongación vertical que hemos descrito en la sección Mar-3 no han estado sujetos a un enterramiento significativo y no muestran evidencia alguna de fábricas de un precursor macrocristalino yesífero, eliminando así la posibilidad de un origen en condiciones de enterramiento profundo. Todas las evidencias observadas en la sección son indicativas de un origen sindeposicional o de una génesis en diagénesis temprana.

La acumulación inicial de sulfato cálcico tuvo lugar en un encajante magnesítico laminado que fué probablemente depositado en períodos de relativa dilución del lago salino. La deposición de magnesita, tanto como precipitado primario como a partir de carbonatos hidratados magnésicos ha sido descrita en lagos evaporíticos continentales y costeros (ver capítulo 5). La magnesita constituye un componente común en las formaciones evaporíticas de Unidad Inferior e Intermedia de la Cuenca de Calatayud, donde generalmente ocupa posiciones paleogeográficas marginales de ambientes lacustres salinos. Las texturas peloidales que caracterizan a los depósitos de magnesita se interpretan como el resultado de un proceso de modificación pedogénica incipiente del substrato carbonático (Braithwaite, 1975; Freytet y Plaziat, 1982) que en este caso es inducido por la colonización episódica llevada a cabo por vegetación freatofítica y desecación del substrato. En el mismo sentido, Bowler (1973, 1983) ha descrito los efectos de la cristalización de sales a partir de salmueras intersticiales dentro de sedimentos cercanos a la superficie o suelos periódicamente expuestos que pueden romper los sedimentos desecados lacustres y formar agregados peloidales, los cuales pueden ser removilizados por acción del agua o viento.

La penetración de las raíces en el substrato magnesítico causa una fuerte alteración-disgregación del carbonato produciendo una anisotropía muy marcada del sedimento (Fig 4.62; etapa 1). Tras la descomposición de las plantas, las trazas de las raíces son rellenas por magnesita, que es texturalmente diferente al encajante, presentándose de forma masiva con una típica fisuración horizontal. Esta estructura, que está relacionada con desecación

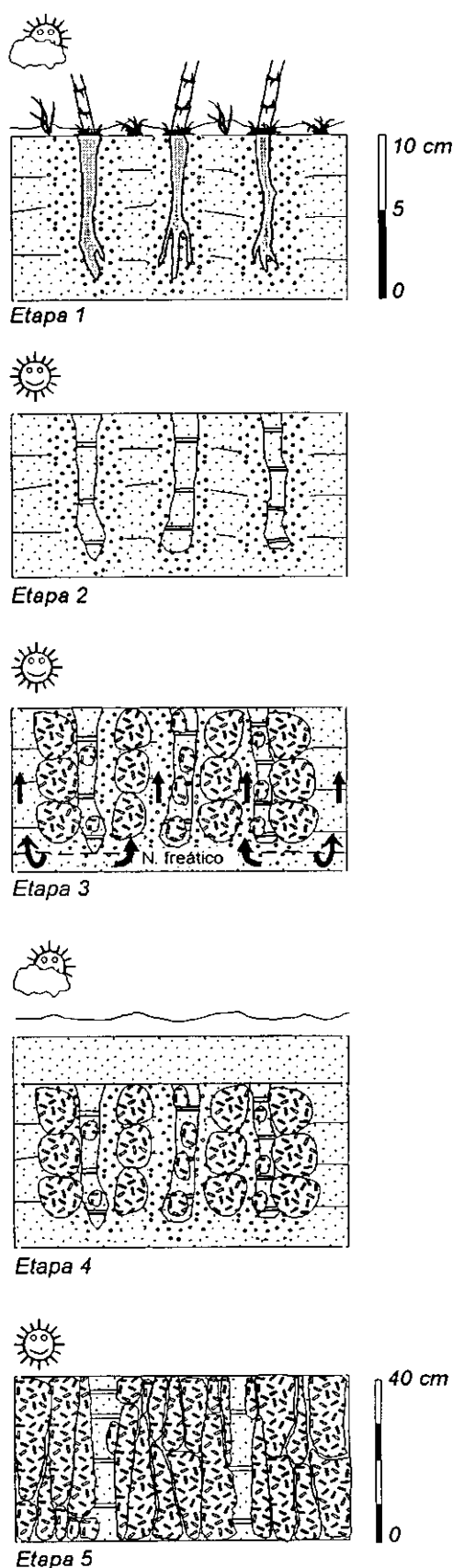


Figura 4.62. Ciclo completo en la génesis de los nódulos columnares de yeso (explicación en el texto).

del sustrato, (Fig. 4.62; etapa 2), constituye un rasgo frecuentemente desarrollado en rellenos de huellas de raíces (Calvo *et al.*, 1985; Retallack, 1990).

El análisis petrográfico de los niveles yesíferos muestra claras evidencias de que el crecimiento de nódulos de sulfato cálcico estuvo fuertemente condicionado por la estructuración vertical del sustrato. La precipitación de sulfatos cálcico tuvo su inicio en forma de pequeños nódulos desplazativos de anhidrita, que además, reemplazaban la masa magnésica-peloidal, aunque afectaban en menor grado a la magnesita de relleno de trazas de raíces. El crecimiento de estos nódulos primarios de anhidrita puede ser interpretado como resultado de un intenso proceso de evaporación capilar en períodos de caída del nivel freático en relación con condiciones de mayor aridez (Fig. 4.62; etapa 3).

La sucesión en el tiempo de los procesos citados (deposición de magnesita, modificación pedogénica, y crecimiento de nódulos de anhidrita), puede explicarse por la alternancia de períodos humedad/aridez (Fig. 4.62; etapa 4), produciendo la formación de perfiles compuestos por la superposición de procesos. La secuencia estudiada se caracteriza por la presencia de dos episodios diferentes, representados respectivamente por los niveles B y D, en que fueron especialmente activos los citados procesos. La distinción fundamental entre los dos niveles estriba en el grado de desarrollo de los procesos de nodulización, que son mucho más activos en el nivel D, donde los nódulos adosados verticalmente forman el mayor volumen del mismo. Aunque el patrón de formación de ambos niveles es muy similar, esta diferencia en el grado de desarrollo, puede ser explicada mediante un período mayor y más drástico de exposición subaérea bajo

condiciones climáticas de gran aridez, para la génesis del nivel D. Así, el mecanismo de bombeo evaporítico por capilaridad debería ser suficientemente efectivo para el aporte continuo de salmueras concentradas desde el nivel freático, que alimentarían el desarrollo de nódulos en el encajante magnesítico (Fig. 4.62; etapa 5).

Uno de los problemas aún no resueltos, es el momento en que los nódulos de anhidrita sindeposicionales, o de diagénesis temprana, son transformados en yeso secundario dentro del carbonato modificado pedogénicamente. La rehidratación de la anhidrita es un proceso común en series evaporíticas que son exhumadas o quedan expuestas a condiciones superficiales (Holliday, 1970; Rouchy *et al.*, 1994), aunque también la hidratación de anhidrita a yeso puede tener lugar en ambiente evaporítico por el contacto con aguas dulces continentales (Tucker, 1991). En este caso, todos los rasgos observados evidencian una transformación diagenética temprana de la anhidrita en yeso secundario, como parece indicar la buena preservación de la estructura interna de los niveles y el contexto sedimentológico de la sección en que se encuentran. Este rasgo parece claro en la presencia de fisuras horizontales, desarrolladas en moldes de trazas de raíces en magnesita que, se encuentran rellenas por yeso fibroso ("satinspar"), siendo interpretado como el producto del exceso de volumen de la propia rehidratación de la anhidrita (Shearman *et al.*, 1972).

El significado de la existencia de yeso nodular de elongación vertical

El patrón de disposición vertical del yeso nodular en algunos niveles de la Subunidad de Y_{LM}-INT constituye un rasgo muy destacable, que no se ha estudiado previamente en detalle. El patrón columnar de costras de yeso del Sur de Túnez y el Desierto de Namibia descrito por Watson (1985), está, según este autor posiblemente relacionada con la desecación, que causa "stress" tensional en el sedimento encajante o, una deshidratación parcial de yeso a basanita. Las costras de yeso ("gypcretas") han sido descritas por Tucker (1978) en depósitos aluviales recientes del Norte de Irak, aunque su descripción estuvo restringida al patrón poligonal que presentan en planta las fracturas de las costras. Magee (1991) realiza una descripción somera de una tipología de yeso que denomina "*groundwater gypsum*" en sedimentos recientes de los Lagos Prungle del SE de Australia. Este autor indica que este tipo de yeso está ocasionalmente asociado con biotúbulos y, localmente los perfiles contienen nódulos, que muestran similitud con formaciones nodulares o globulares edáficas; sin embargo, el mecanismo para la localización preferencial de los nódulos de yeso no fue determinado.

Los nódulos de yeso reconocidos en la Cuenca de Calatayud presentan algunas características que son claramente distintas de las estructuras citadas con anterioridad. Primeramente, el desarrollo inicial de morfologías nodulares de sulfato cálcico fué en forma de anhidrita, como queda evidenciado por la considerable abundancia de relictos de la misma en el yeso secundario. Un segundo aspecto es que el sedimento encajante, en el que se desarrollaron estos nódulos, corresponde a un depósito carbonático lacustre que se extendía hacia la parte central de una cuenca lacustre evaporítica de salinidad moderada.

El desarrollo de rizolitos y texturas peloidales-grumosas dentro del carbonato puede ser debido a una incipiente pedogénesis del sedimento lacustre, de forma similar a lo observado en sedimentos carbonáticos palustres (Freytet y Plaziat, 1982; Platt y Wright, 1992; Alonso-Zarza *et al.*, 1992; Armenteros *et al.*, 1997). De esta forma, la presencia de estas morfologías nodulares, puede servir como rasgo diagnóstico de condiciones palustres, desarrolladas en ambientes lacustres evaporíticos, quedando fuertemente condicionada por la estructura interna de un substrato modificado pedogénicamente.

4. PRESENTACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS DE $\delta^{18}\text{O}$ Y $\delta^{34}\text{S}$ EN LAS FASES SULFATADAS

4. 1. PRESENTACION DE LOS DATOS ISOTÓPICOS

Hasta el presente momento, no se han aplicado estudios isotópicos sistemáticos a los materiales yesíferos de la Cuenca de Calatayud, si bien los escasos trabajos realizados han servido para establecer una primera discriminación. Utrilla (1989) indica las diferencias entre la señal isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ Y $\delta^{34}\text{S}$) de los yesos secundarios y primarios de la cuenca, señalando un gradiente de concentración en función del contenido en $\delta^{18}\text{O}$. Los valores isotópicos del oxígeno son relativamente bajos (entre 13, 5 y 13, 9 ‰) en la zona marginal de Fuentes y relativamente altos en la zona más central de Maluenda-Calatayud (18,3-19,7 ‰).

Ortí *et al.* (1994) completaron el perfil isotópico de Utrilla (1989) con muestras pertenecientes a 6 series estratigráficas realizadas entre la Sierra de Armantes y la localidad de Fuentes de Jiloca, observando un incremento de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ Y $\delta^{34}\text{S}$ respecto de los valores de los sulfatos triásicos (valores medios de 11,8‰ para el ^{18}O y de 13.5‰ para el ^{34}S). Estos autores observaron una ordenación casi perfecta de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ para las distintas columnas estratigráficas.

En el transcurso de esta Tesis Doctoral, se realizaron nuevas determinaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$ de una selección de materiales yesíferos, eflorescencias salinas y pátinas amarillentas de la Unidad Inferior la cuenca (Tabla 4.1). En algunos casos, sólo se realizó determinación del $\delta^{34}\text{S}$. Los materiales yesíferos muestreados pertenecen a la sección Asr, mientras que las eflorescencias pertenecen tanto a sucesiones de yeso secundario de la misma sección como a tramos lutíticos intercalados con las evaporitas en el sector del Castillo de Calatayud. De la misma forma, las pátinas amarillentas se muestrearon en tramos lutítico-margosos de este último área.

Tabla 4.1. Relaciones isotópicas de S y O en las muestras tomadas de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud

Siglas	Descripción	Mineralogía	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{18}\text{O}$
C.Asr-1b	yesos sacaroideos	yeso (100)	+16.9	-
C.Asr-1c	yesos sacaroideos	yeso (100)	+16.75	25.3
C.Asr-12b	Nódulo de yeso	yeso (100)	+16.9	-
C.Asr-12c	Nódulo de yeso	yeso (100)	+16.63	23.7
Glaub	Pseudomorfo glauberita	yeso (100)	+16.4	-
Glaub-c	Pseudomorfo glauberita	yeso (100)	+14.85	23.3
E1	Eflorescencias	Hex (78) Ca (13) Yes (4) Fil (4)	+13.6	-
E6	Eflorescencias	Hex (74) Ca (11) Q (8) Yes (7)	+13.3	-
CC-3	Eflorescencias	Hex (67) Pent (33)	-13.59	8.5
CC-4	Eflorescencias	Eps (93) Hex (7)	-25.2	-
CC-7	Eflorescencias	Eps (91) Hex (9)	-27.8	21.1
CC-9	Eflorescencias	Eps (100)	-23.6	-
CM	Eflorescencias	Eps (88) Hex (12)	-22.79	5.5
T-3	Pátina amarillenta	Fil (59) Natrj (22) Jar (16) Mohr (3)	-25.09	10.7
CII-2	Pátina amarillenta	Fil (64) Jar (32) Q (4)	-23.55	-

La serie evaporítica Asr se compone íntegramente de yeso secundario, aunque posee numerosas evidencias macroscópicas y petrográficas que indican una paragénesis deposicional formada por anhidrita, glauberita y yeso. En esta sección, se tomaron muestras de yeso secundario con diferente precursor, que proporcionaron unos valores isotópicos muy similares; en comparación con los datos isotópicos de Utrilla (1989) y Ortí *et al.* (1994), existen diferencias en el contenido en $\delta^{18}\text{O}$, obteniéndose valores superiores a los más altos del perfil (Calatayud y Armantes) de Ortí *et al.* (1994), con una

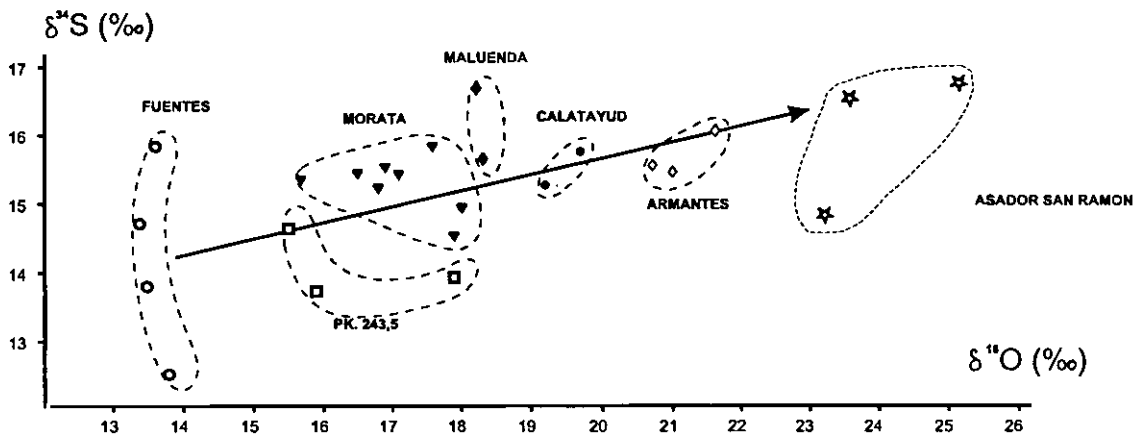


Figura 4.63. Representación de los valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$) de los yesos de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud junto con los datos isotópicos de Ortí *et al.* (1994).

media de $\delta^{18}\text{O}$ de 24.1‰. Por otra parte, los valores de $\delta^{34}\text{S}$ (media=16.41) se corresponden con el rango isotópico que presentan Ortí *et al.* (1994). En la figura (Fig. 4.63), se representan de forma conjunta los valores de Ortí *et al.* (1994) y los aportados durante la realización de este trabajo.

Por otra parte, los valores isotópicos obtenidos en eflorescencias de carácter sulfato-magnésico (epsomita, hexahidrita, y pentahidrita) y, en las pátinas amarillentas que se encuentran a través de fisuras en materiales margosos (formadas por natrojarosita, jarosita y mohrita) presentan notables diferencias con los resultados obtenidos en materiales yesíferos, como se puede ver en la figura 4.64; por lo general, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$ son mucho más ligeros que los obtenidos para los sulfatos cálcicos. En las eflorescencias de sulfato magnésico (hexahidrita) de la sección de Asr (E1 y E6), los valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ (media=13.45‰) son sensiblemente inferiores a los obtenidos en los yesos de la misma sección, pero en las eflorescencias obtenidas en tramos lutíticos de la Unidad Inferior, se presentan grandes diferencias, con valores muy negativos de $\delta^{34}\text{S}$, comprendidos entre -13.59 y -27.8‰; los valores de las muestras en que se analizó el $\delta^{18}\text{O}$ ofrecieron resultados muy dispares, aunque en todo caso sensiblemente menores que los de las fases sulfatado-cálcicas. Como puede apreciarse en la Tabla 4.1, las muestras obtenidas de pátinas amarillentas, se caracterizan por valores muy similares a los de las eflorescencias.

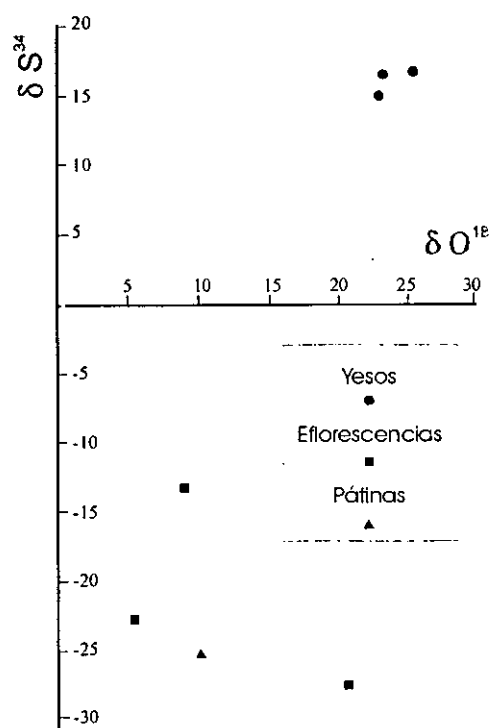


Figura 4.64. Representación conjunta de los valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$) en niveles de yeso, eflorescencias de carácter sulfato-magnésico (epsomita, hexahidrita, y pentahidrita) y pátinas amarillentas que se encuentran a través de fisuras en materiales margosos (formadas por natrojarosita, jarosita y mohrita).

4. 2. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS.

El estudio de la señal isotópica en sulfatos resulta bastante complejo, ya que debido a su alta solubilidad, son muy probables los efectos de autodigestión y reciclaje a lo largo de una sedimentación evaporítica continua. Otra dificultad añadida en estos estudios isotópicos realizados en formaciones sulfatadas, son las reacciones de transformación en yeso secundario. Sin embargo, la composición isotópica del ión

sulfato, proveniente de la disolución de evaporitas, se mantiene constante a lo largo del transporte en solución, siempre que no sufra procesos de cristalización fraccionada o, de reducción-oxidación por bacterias.

En un proceso de disolución-precipitación fraccionada de una solución, sólo una parte es precipitada, y la composición isotópica del sulfato precipitado se enriquece en 1.65‰ en ^{34}S y en un 3.5‰ en ^{18}O en relación con el sulfato existente en solución (Utrilla, 1989). En cambio, el sulfato en solución queda empobrecido, con lo que si el proceso continúa, los sulfatos precipitados estarán cada vez más empobrecidos en relación con el primer sulfato precipitado (Utrilla, 1989). Cuando intervienen los procesos de reducción-oxidación bacteriana (especialmente en cuencas con gran acumulación de carbono orgánico) se puede introducir un valor de fraccionamiento máximo del 50‰ entre el sulfato y el sulfuro producido. Este proceso provoca las variaciones más grandes de $\delta^{14}\text{S}$, ya que los microorganismos seleccionan preferentemente las especies isotópicas ligeras.

4. 2. 1. LOS YESOS DE LAS UNIDADES EVAPORÍTICAS DE LA CUENCA

En las formaciones evaporíticas de la Cuenca de Calatayud, Utrilla (1989) ha reconocido, en función de la señal isotópica obtenida, un origen por reciclaje a partir de los sulfatos triásicos. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ presentan un enriquecimiento respecto de los materiales triásicos. Este fenómeno es explicado en Ortí *et al.* (1994) mediante un reciclaje parcial del sulfato sedimentado en las zonas de borde de la cuenca, hacia zonas más centrales, en episodios de dilución debido al fraccionamiento producido en la disolución-cristalización del sulfato cálcico, que se traduce en un enriquecimiento en isótopos pesados en el precipitado respecto al sulfato disuelto; otro de los factores posibles que explicarían este hecho, podría ser la existencia de actividad sulfato-reductora en las aguas, que provoca la reducción y posterior oxidación del ión sulfato (Pierre, 1982). En este caso, el enriquecimiento en ^{18}O reflejaría la existencia de aguas más evaporadas.

Como se ha comentado previamente, que Orti *et al.* (1994) atribuyeron las tendencias generales en los valores isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ a una ordenación, desde las columnas de borde (Fuentes de Jiloca) hasta las de centro de cuenca (Calatayud-Maluenda). En depósitos similares, en las formaciones evaporíticas terciarias de la Cuenca del Ebro, también se han localizado tendencias semejantes, con un enriquecimiento en ^{18}O y un empobrecimiento en ^{34}S desde los sistemas marginales a los centrales (Utrilla *et al.*, 1992).

Las diferencias en los valores isotópicos entre la zona marginal de Fuentes de Jiloca y los de zonas centrales de Maluenda-Calatayud, han sido interpretadas por Utrilla (1989) como debidas a que probablemente las condiciones de aquel sector de la cuenca eran diferentes y se producían procesos de sulfato-reducción bacteriana significativos.

Por su parte, Orti *et al.* (1994) relaciona los altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la columna de la Sierra de Armantes con la existencia de procesos de anhidritización sinsedimentaria, que tuvieron lugar en presencia de salmueras intersticiales de alta concentración, cuyo sulfato disuelto ha podido incorporar parcialmente la anhidrita. En conjunto, Ortí *et al.* (1994) interpretaron que su perfil isotópico revela una cierta distribución asimétrica de la salinidad, con la zona de mayor concentración desplazada hacia el extremo NW, generador de salmueras muy concentradas que han podido afectar al estrecho cinturón de la Sierra de Armantes.

Como complemento a los datos isotópicos de Utrilla (1989) y Ortí *et al.* (1994), hemos aportado un conjunto de determinaciones isotópicas de yeso secundario procedente del sector del Asador San Ramón, así como de eflorescencias salinas de carácter sulfatado magnésico y, otros sulfatos hidratados más complejos (jarosita, natrojarosita y mohrita). De esta forma, se cubre el espectro de las formaciones evaporíticas de la cuenca, así como la mecánica de los procesos de reciclaje interno de sulfatos, que son aún activos en la cuenca.

Utilizando los valores isotópicos de ^{18}O en el mismo sentido que lo han hecho los autores anteriormente citados, es decir como un indicador de evaporación, los valores que hemos obtenido para los niveles yesíferos secundarios (a partir de facies anhidrítico-glauberíticas) de la Unidad Inferior, en la serie Asr (Asador San Ramón), se corresponderían con los mayores niveles de evaporación. Sin duda, el gradiente de salinidad entre los diferentes sectores de la cuenca queda muy bien definido; sin embargo, y aunque se desconocen los diferentes puntos de muestreo en las secciones estratigráficas a partir de las cuales se han extraído los datos isotópicos de Ortí *et al.* (1994), este gradiente de salinidad parece tener mayor cabida dentro de una tendencia vertical que en un sentido horizontal, como el propuesto por estos últimos autores.

Según la organización crono y litoestratigráfica que hemos presentado este trabajo, teniendo en cuenta la actual configuración de la cuenca y el juego de los diferentes bloques tectónicos de la cuenca, las secciones de Calatayud y Sierra de Armantes de Ortí *et al.* (1994) se realizan dentro de la Subunidad $Y_{\text{IN}}\text{-INF}$, que forma parte de la Unidad Inferior de la cuenca; esta unidad se corresponde con las facies de transición de mudflat-lago salino de un sistema evaporítico hipersalino, como se ha demostrado en capítulos previos mediante las descripciones realizadas y los sondeos aportados. El alto carácter diagenético de la sección de Armantes no puede atribuirse solamente a un proceso de anhidritización sinsedimentaria de facies de yesos bioturbados (ver Ortí *et al.*, 1994), cuando existen evidencias de la existencia a baja profundidad de facies de glauberita-thenardita y anhidrita, indicativas de una alta salinidad (muy diferente de la salinidad de formación de los yesos bioturbados). La génesis de fluidos hipersalinos concentrados por evaporación capilar de un freático somero, capaces de producir una anhidritización de gran parte de las facies de yeso bioturbado, parece complejo de explicar en un ambiente deposicional que se corresponde con bajas-moderadas salinidades.

De la misma forma, a lo largo de este estudio se ha puesto de manifiesto la existencia de una tendencia evolutiva hacia el techo de la Subunidades Y_L-INF en los sectores centrales de cuenca, así como de una evolución en la vertical desde facies de yeso secundario de Unidad Inferior a facies primarias de Unidad Intermedia en el sector SE (ver sección *Mor*). Por esta razón, la ausencia de una localización de los puntos de muestreo en las secciones de Ortí *et al.* (1994) impide establecer una relación entre su posición estratigráfica, el tipo de yeso, y su señal isotópica.

En general, la reinterpretación de los datos isotópicos de Ortí *et al.* (1994) y los propiamente nuestros, ofrece, sin lugar a dudas, la existencia de una tendencia muy marcada en los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, como probable reflejo de un gradiente de salinidad vertical (y a veces horizontal), es decir, representaría la evolución desde sistemas hipersalinos de Unidad Inferior (con afloramiento al Norte de Calatayud, y en los tramos inferiores de los sectores centrales de la cuenca) a sistemas evaporíticos de salinidad moderada de Unidad Intermedia (con afloramiento en gran parte del sector SE de la cuenca). De esta forma, las muestras de Calatayud-Armantes de Ortí *et al.* (1994), unidas a las de Asr, reflejan la composición isotópica de las facies aflorantes de mayor concentración de Unidad Inferior, con altos valores de $\delta^{18}\text{O}$, si bien las diferencias existentes en este grupo pueden corresponderse tanto, a variaciones en la lateral de los rangos de salinidad que caracterizan las facies (Calatayud-Armantes), como a diferentes tramos en la vertical que representan episodios de mayor o menor marginalidad y evaporación de las facies lacustres salinas.

Por otra parte, en el Bloque Sur-Páramo, los valores isotópicos son distintos, ya que, probablemente pertenecen a muestras de facies evaporíticas de Unidad Intermedia, o la transición Unidad Inferior-Intermedia. Las diferencias en los valores isotópicos de Fuentes y Morata-PK 243.5, sí definen aparentemente un gradiente de salinidad en la lateral (a falta de datos de localización de muestras) como el descrito en Ortí *et al.* (1994), en el que las facies características de menor evaporación se corresponden con los yesos de Fuentes. La ubicación de las muestras de Maluenda aportaría datos de gran interés en la reconstrucción de la evolución vertical de los cuerpos salinos en sectores centrales de la cuenca.

4. 2. 2. LAS EFLORESCENCIAS SALINAS Y OTROS SULFATOS ASOCIADOS

La abundante presencia de eflorescencias salinas en buena parte de la cuenca constituye una evidencia de la circulación actual de fluidos salinos asociados a las facies evaporíticas, y que, son el producto de disoluciones y reacciones minerales de los materiales que las componen. Cuando los fluidos salinos existentes en las formaciones evaporíticas consiguen alcanzar la superficie roca-aire, sufren un proceso de evaporación que provocan su precipitación en forma de eflorescencia pulverulenta formada por microcristales, o en determinados casos, como grandes cristales aciculares.

Por otra parte, los minerales sulfatados que componen las pátinas amarillentas (formadas por natrojarosita, jarosita y mohrita) que se encuentran a través de fisuras y discontinuidades en materiales margosos, presentan valores isotópicos similares a los de las eflorescencias sulfatado-magnésicas. La jarosita (y fases similares) sólo se ha localizado en facies margosas de margen de lago salino de la Unidad Inferior. En la Cuenca del Duero, la jarosita tapiza grietas, fisuras y rellena bioturbaciones en asociación con encostramientos ferruginosos y yeso, en la transición desde facies aluviales-fluviales a lacustres (Pozo y Leguey, 1987). Estos autores han indicado que la formación de paleosuelos pseudoácidos sulfatados con abundante materia orgánica y condiciones reductoras propicia la génesis de sulfuros de hierro, que una vez oxidados (de forma bacteriana) producen el hierro y sulfato necesario para la formación de las fases de hierro, jarosita, y yeso. En el mismo sentido, la jarosita de la cuenca siempre se encuentra asociada a fisuras y muy frecuentemente en relación con la presencia de óxidos de hierro y yeso.

Los bajos valores isotópicos de las eflorescencias magnésicas y jarositas pueden deberse a dos procesos diferentes:

- a) Existencia de procesos de reciclaje de sulfatos a nivel intraformacional. Las fases precipitadas pueden ser el producto de fluidos salinos muy evolucionados, que implican la acumulación de abundantes fases de reciclaje y disolución de otros sulfatos existentes en las formaciones evaporíticas de la cuenca. Los bajos valores isotópicos pueden deberse a un proceso de disolución-precipitación fraccionada de una solución, en que el sulfato en solución queda empobrecido en ^{34}S y ^{18}O . La continuidad del proceso posibilita que los sulfatos precipitados estén cada vez más empobrecidos en relación con el primer sulfato precipitado (Utrilla, 1989).
- b) Sulfato-reducción bacteriana. La reducción bacteriana de sulfatos ha sido ampliamente tratada en la literatura científica como inductor de la formación de carbonatos diagenéticos y causante de las variaciones más grandes de $\delta^{34}\text{S}$ (Pierre y Rouchy, 1986; Rouchy y Pierre, 1987; Pierre y Rouchy, 1988, entre otros), ya que los microorganismos seleccionan preferentemente las especies isotópicas ligeras durante su actividad metabólica. Por tanto, el fraccionamiento isotópico máximo se producirá cuando las bacterias disponen de condiciones óptimas. La reducción bacteriana es una reacción múltiple en la que cada paso es afectado por un fraccionamiento isotópico individual, cuya amplitud queda controlada por la cinética de reacción (Utrilla, 1989).

El comportamiento isotópico del azufre en la transformación sulfato-sulfuro ha sido descrito por Rees (1973). En un primer paso, la incorporación de sulfato a la célula bacteriana, implica un enriquecimiento del 3‰ en ^{34}S . El segundo paso, con formación de un complejo enzimático de sulfato, no implica un fraccionamiento isotópico del azufre. En el tercer y cuarto paso, se rompen los enlaces covalentes S-O, siendo responsables de la mayoría de los efectos de fraccionamiento isotópico. El sulfito y sulfuro quedan empobrecidos en un 25‰, como máximo, en relación con su productor.

Lámina I. *A) Láminas de yeso detrítico y costras cristalinas (nícoles cruzados; escala = 2 mm). B) Yesos macrocristalinos en matriz dolomicrocristalina. C) Aspecto de los yesos mesocristalinos bioturbados donde se aprecian estriotúbulos con orientaciones preferentes subverticales. D) Sección longitudinal de un estriotúbulo con cristales mesolenticulares de yeso (nícoles cruzados; escala = 2 mm).*

Lámina II. *A) Pseudomorfo de glauberita formado por macrocristales de yeso que presentan abundantes relictos de anhidrita (nícoles cruzados; escala = 2 mm). B) Textura alabastrina con finas venas que forman halos curvos y fluidales, que quedan marcados por una diferencia en tamaño de los cristales de yeso (nícoles cruzados; escala = 2 mm). C) Detalle de la zona de contacto entre cristales porfiroblásticos con abundantes relictos de anhidrita y la matriz alabastrina (nícoles cruzados; escala = 2 mm). D) Diques de yeso fibroso del área de Velilla de Jiloca.*

Lámina I

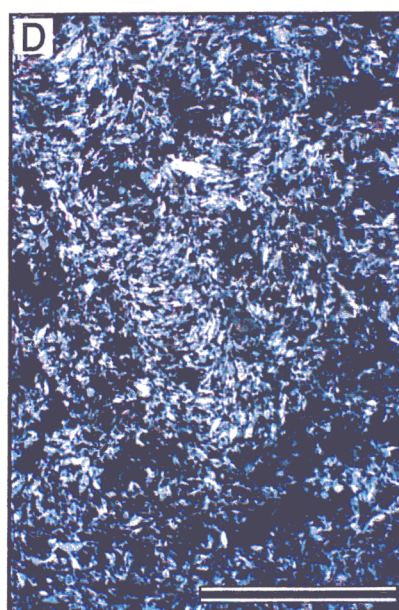
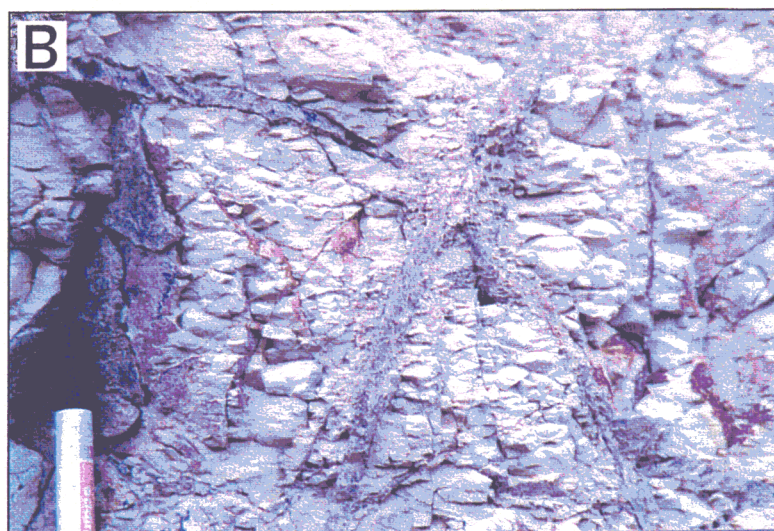
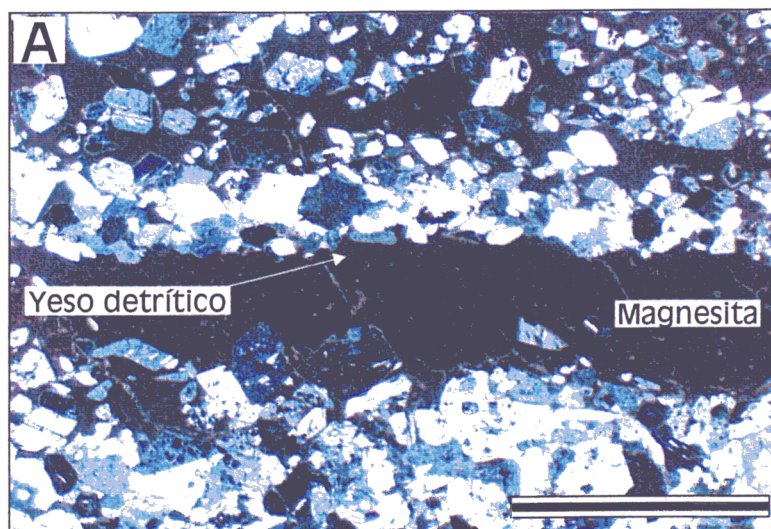
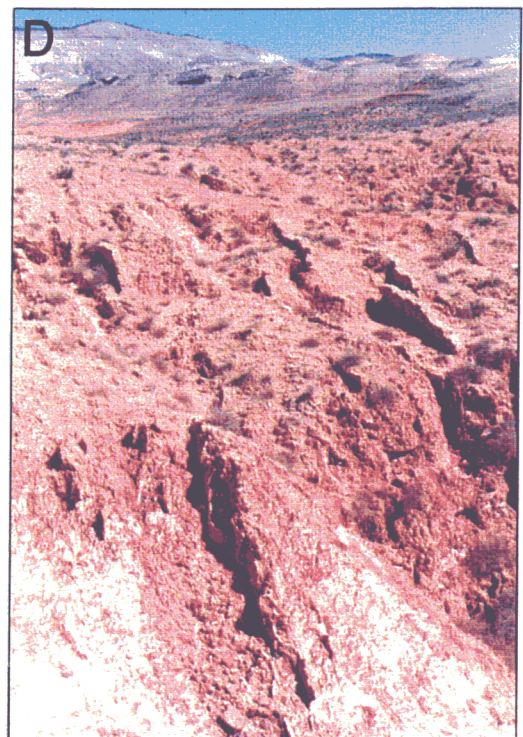
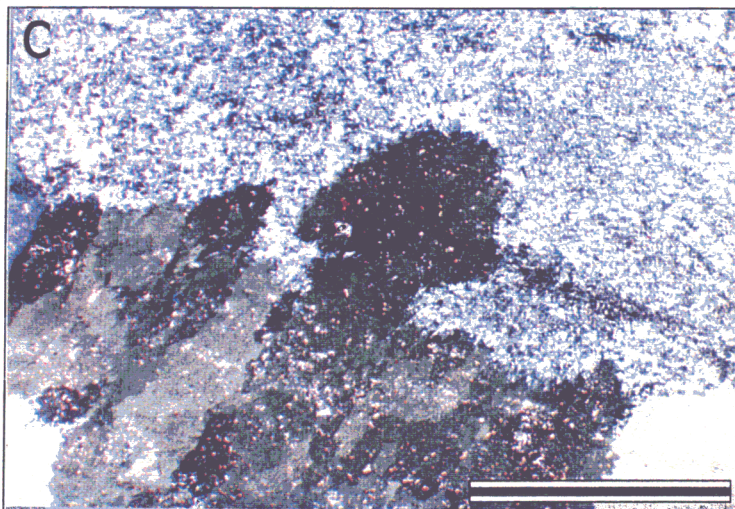
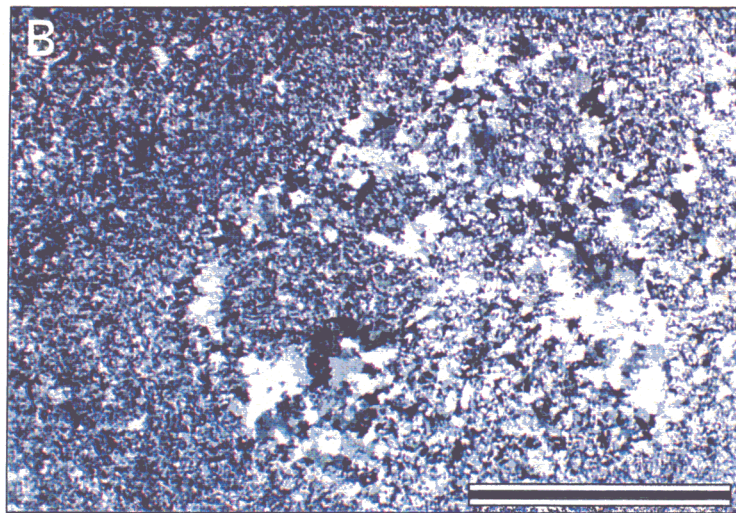
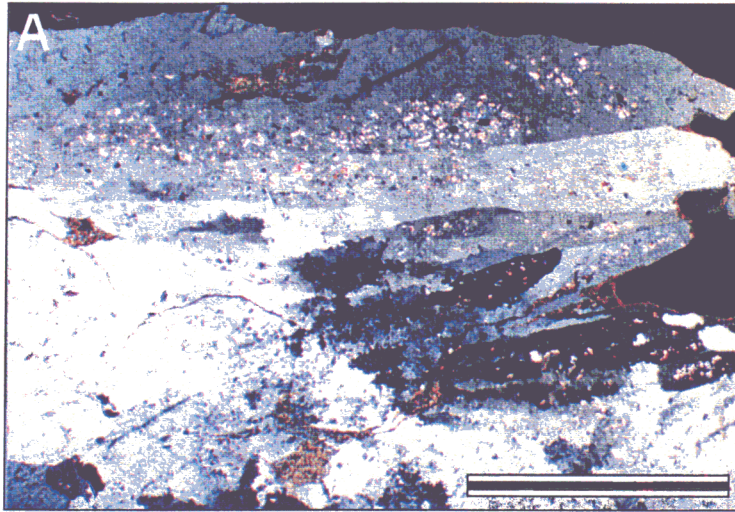


Lámina II



CAPÍTULO 5

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES CARBONÁTICAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE CALATAYUD

Una de las características fundamentales de las litofacies carbonáticas del registro Mio-Plioceno de la Cuenca de Calatayud es su gran heterogeneidad composicional, con un complejo establecimiento de las relaciones de facies. La variabilidad composicional se refleja en litofacies calcíticas, dolomíticas, magnesíticas y aragoníticas, surgiendo la necesidad de clarificar las diferencias entre litofacies carbonáticas deposicionales y no deposicionales (diagenéticas).

Dentro de las litofacies deposicionales, se ha considerado oportuno incluir las litofacies dolomíticas y magnesíticas, si bien su origen primario o secundario permanece como un tema de debate en la literatura científica. Las facies dolomíticas y magnesíticas, como se verá más adelante, cumplen todos los criterios estratigráficos y sedimentológicos para ser considerados de índole primaria. Por otra parte, no se han reconocido evidencias geoquímicas que justifiquen la existencia de precursores de estas fases carbonáticas. Por último, se describirán todas las litofacies calcíticas no diagenéticas asociadas preferentemente a los sectores más periféricos de Unidad Intermedia, y de forma muy amplia en la Unidad Superior.

En este trabajo se consideran litofacies diagenéticas aquellas que suponen un marcado cambio composicional asociado a transformaciones evidentes (texturales, volumétricas,...) de los rasgos de la fase precursora. En la cuenca, se han reconocido las siguientes transformaciones diagenéticas entre carbonatos:

Dolomita-----> Calcita (Dedolomitización)
Magnesita-----> Calcita (Demagnesitización)
Aragonito-----> Calcita
Calcita-----> Dolomita (dolomitización)

Por otra parte, también se han reconocido litofacies diagenéticas que consisten en transformaciones de sulfato cálcico a calcita y aragonito. Las litofacies diagenéticas pueden ser encontradas de forma local en asociación con áreas marginales de Unidad

Inferior, pero encuentran su máxima expresión en la Unidad Intermedia, donde se llegan a alcanzar potencias decámétricas de cuerpos diagenéticos.

1. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES DOLOMÍTICAS (D_A , D_B y D_Y)

1. 1. DESCRIPCIÓN

En la Cuenca de Calatayud, se distinguen básicamente tres litofacies dolomíticas, que se encuentran representadas de forma abundante en las distintas subunidades de la Unidad Intermedia (subunidades M_D -INT, DM_D -INT, LM_{DB} -INT, Y_{MB} -INT), aunque también aparecen de forma menos importante en la Unidad Inferior (L_G -INF, Y_{LN} -INF).

La Subfacies de dolomías arenosas (D_A) se extienden por áreas marginales, adyacentes a las facies terrígenas que se presentan en los bordes actuales de cuenca. Se encuentra representada en las subunidades L_G -INF y DM_D -INT.

La Subfacies de dolomías fenestrales, brechoides, y bioturbadas (D_B), comprende una gran variedad de texturas dolomíticas. Los materiales incluidos en esta subfacies se extienden por toda la cuenca, en especial en áreas preferentemente marginales (subunidades DM_D -INT y LM_{DB} -INT).

La Subfacies de dolomías/margas con yeso (D_Y), se presenta de forma restringida en el sector SE de la cuenca, en asociación con facies de yeso laminado, yeso mesocristalino bioturbado, macrolenticular y rosas del desierto (subunidades M_D -INT y Y_{MB} -INT) y, yeso disuelto o pseudomorfizado por calcita en la Subunidad CB_{PY} -INT.

1. 1. 1. SUBFACIES DE DOLOMÍAS ARENOSAS (D_A)

Esta subfacies se reconoce en estrecha relación con rápidos cambios de facies desde materiales terrígenos de borde hacia materiales evaporítico-carbonáticos más centrales, tanto en la Subunidad L_G -INF, como en la Subunidad DM_D -INT.

El rasgo fundamental de esta subfacies es el elevado porcentaje de terrígenos que presentan los carbonatos dolomíticos, que se encuentra estrechamente relacionado con la proximidad a las áreas de borde de cuenca. Así, en sectores del margen occidental (La Vilueña-Valtorres), se observa un rápido tránsito desde facies clásticas (brechas y conglomerados) hacia areniscas-areniscas dolomíticas adyacentes, que hacia sectores más internos pasan progresivamente a dolomías con pequeños porcentajes de terrígenos (Fig. 5.1) y, localmente a tramos margo-dolomíticos.

Las areniscas dolomíticas y dolomías arenosas poseen morfologías muy irregulares, con bases en ocasiones canalizadas y *lags* conglomeráticos, así como frecuentes evidencias de bioturbación de raíces. Hacia sectores más centrales de la cuenca, pierden rápidamente su contenido en terrígenos, a la vez que disminuye el grado de bioturbación. Los niveles presentan límites netos a base y techo, y su espesor se reduce rápidamente hacia áreas centrales. Usualmente, estos niveles son favorables para la localización de restos de micro y macromamíferos, como los yacimientos de Valtorres (De Bruijn, 1967) y La Vilueña.

Bajo microscopio óptico de luz polarizada, las texturas de los carbonatos presentan alta heterogeneidad, distinguiéndose moldes de raíces y frecuentes cantos blandos arcilloso-carbonáticos de morfología circular-cilíndrica, de diámetros entre 40-100 μm , además de términos arenosos o, con menor grado de pureza en dolomita (Fig. 5.2). Los filosilicatos asociados son mayoritariamente illitas heredadas, aunque con un porcentaje elevado de esmectitas, caolinita, y sepiolita-paligorskita. No presentan de restos fósiles de fauna dulceacuícola y, pese a su proximidad con las facies evaporíticas, no se encuentran vestigios de crecimiento de yeso intrasedimentario.



Figura 5.1. Niveles de areniscas dolomíticas y dolomías arenosas (La Vilueña-Valtorres).

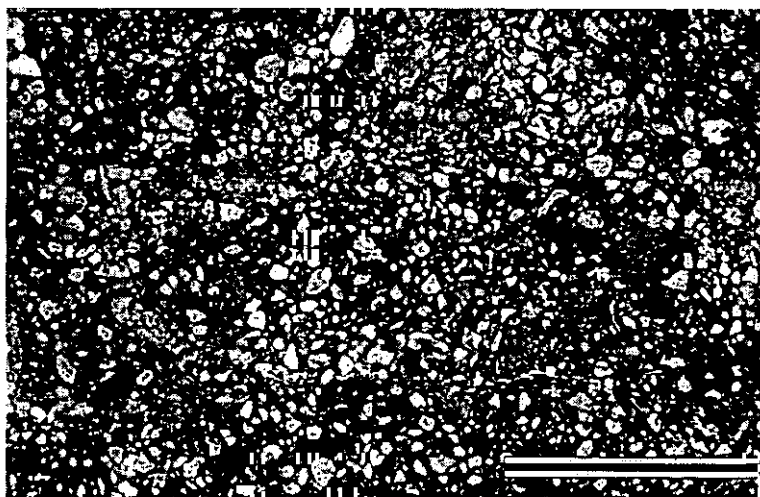


Figura 5.2. Microtextura de arenisca dolomítica, donde se aprecian tanto granos de cuarzo como componentes clásticos carbonáticos (nícoles paralelos; escala = 1mm).

1. 1. 2. SUBFACIES DE DOLOMÍAS FENESTRALES, BRECHOIDES Y BIOTURBADAS (D_B).

Como se ha indicado previamente, esta subfacies encuentra su mayor representación en áreas de margen de los complejos lacustres de Unidad Intermedia. Así, aunque estos materiales pueden localizarse como niveles aislados, de una potencia variable entre 0,5-1 m, hacia techo de la Unidad Inferior, dentro de la Unidad Intermedia forman potentes secuencias, en ocasiones con una ciclicidad sedimentaria marcada por la alternancia de niveles dolomíticos con limos, lutitas, y margas dolomíticas.

En la Unidad Inferior, se reconoce en relación con facies lutíticas de amplia extensión que pasan a evaporitas hacia zonas centrales (transición L_R -INF--> Y_{LN} -INF), en el sector Sur de Armantes y en Olvés. En el sector más meridional de la cuenca (Bloque Sur-Páramo) no se han localizado estas subfacies.

Asociada al techo de la Unidad Inferior, esta subfacies dolomítica se organiza en niveles que usualmente alcanzan hasta 0,5-1 m de potencia y que, en algunos casos pueden llegar a alcanzar 2 m. Existen niveles carbonáticos con cementación yesífera asociada en forma de grandes cristales poiquilotópicos que asemejan el crecimiento de nódulos de sulfato cálcico en matriz dolomítica (Fig. 5.3). Los bancos dolomíticos presentan morfologías irregulares, con notables variaciones de potencia en la lateral (Fig 5.4). Se caracterizan por un marcado color blanco a blanco-grisáceo que destaca entre las series lutítico-limosas rojas de la Subunidad L_R -INF. Pueden distinguirse a menudo subniveles separados por finas intercalaciones de margas dolomíticas blanquecinas, verdes o grises. Generalmente, los niveles dolomíticos tienen una definida estructuración vertical debida a bioturbación de raíces, cuya intensidad determina la heterogeneidad de la roca. En ocasiones, puede apreciarse una textura laminada fenestral irregular, una estructuración planar a techo de los niveles, así como una microbrechificación.



Figura 5.3. Nivel dolomítico con cementación yesífera.

En la Unidad Intermedia, esta subfacies encuentra su máxima expresión en la Subunidad DM_D -INT, reconociéndose de forma amplia en dos áreas concretas:

- a) Sur y Noreste de los relieves que forman la Sierra de Armantes, extendiéndose hasta la localidad de Torralba de Ribota.
- b) Area de Orera-Ruesca adyacente al margen oriental de la cuenca.

Las características petrológicas de estos materiales son muy similares a los descritos anteriormente en la Unidad Inferior, aunque se observa una gran variabilidad de litologías petrográficas en función de su proximidad a los márgenes de cuenca, dada la variación en el contenido en terrígenos (filosilicatos y cuarzo); el contenido máximo en dolomita alcanza valores superiores al 90%.



Figura 5.4. Aspecto de la irregularidad de potencia de los niveles dolomíticos.

En áreas como el Sur de Armantes y Cristo de Ribota, los niveles dolomíticos son de color blanco-grisáceo, lateralmente continuos, y presentan potencias que oscilan entre 0,5-1,5 m. Las morfologías que caracterizan estos niveles se asimilar a grandes cuerpos lenticulares de base bien definida y recta, pero de techo sinuoso y alabeado (Fig 5.4). Estos niveles presentan una textura porosa con una laminación fenestral de escala milimétrica que se ordena en tábulas de hasta 2 cm. Es frecuente encontrar cantos blandos margoso-lutíticos incluidos en la textura, así como una brechificación (a veces microbrechificación intensa) asociada con huellas de raíces (Fig. 5.5) en las que los componentes de la brecha pueden quedar incipientemente cementados por la misma dolomita. Se reconocen también concentraciones de óxidos de hierro, ligadas especialmente a los materiales brechificados, así como rellenos arcilloso-margosos.



Figura 5.5. Brecha dolomítica muy poco cementada. La orientación vertical de las estructuras obedece a la acción de raíces.

En el sector oriental de la Sierra de Armantes, los materiales dolomíticos se ven afectados por una silicificación estratiforme muy importante que en determinadas secciones (Vcñ) afecta a capas que suman espesores superiores a 20 m. Las laminaciones fenestrales se encuentran ocasionalmente deformadas presentando antiformas de



Figura 5.6. Detalle de antiformas de pequeña escala marcadas por las laminaciones fenestrales.

pequeña escala y orden centimétrico (10-15 cm de alto) (Fig. 5.6) que se atenúan hacia el techo de los niveles y se asocian con una red de fracturación vertical. Lateralmente, no se observa una repetición sistemática de estas pequeñas antiformas, aunque pueden quedar asociadas verticalmente a distintos niveles en una estrecha banda. Frecuentemente, en especial hacia techo de los niveles, las laminaciones pueden quedar enmascaradas por una fuerte

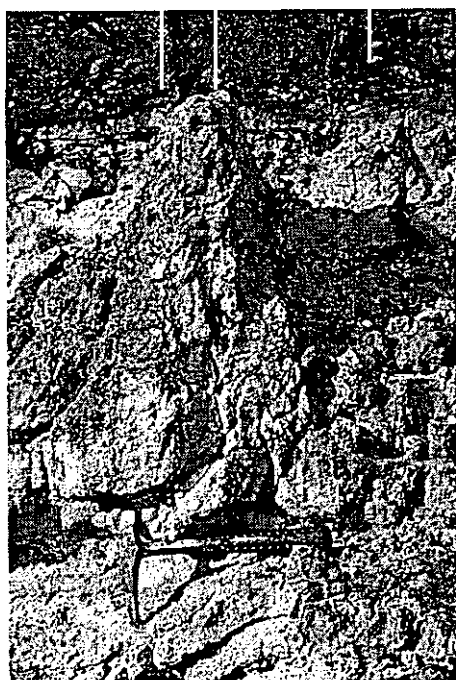


Figura 5.7. Sección transversal de una "estructura pseudoanticlinal".

bioturbación inducida por raíces, además de una intensa microbrechificación. Como rasgo sobresaliente, se pueden encontrar localmente grandes antiformas (hasta 1,2 m de altura), descritas por Sanz-Rubio *et al.* (1995) como "estructuras pseudoanticlinales", que suelen concentrarse en un mismo nivel en la horizontal (Fig. 5.7). En planta, estas estructuras dibujan un patrón megapoligonal (Fig. 5.8) La flexión de capas que originan estas estructuras deforma los materiales de niveles suprayacentes, donde la deformación, queda a menudo marcada por finas intercalaciones margosas. Dentro de los pseudoanticlinales descritos, se diferencian:

- a) Estructuras con flexión antiforme de niveles, manteniéndose la continuidad de los mismos en la cresta.
- b) Estructuras con base flexurada bien definida. Hacia la cresta del pseudo-anticlinal los niveles deformados pierden su continuidad, encontrándose en su lugar una textura caótica y microbrechificada.

En ocasiones, acompañando a estas estructuras de deformación, pueden encontrarse estructuras de tipo *dish*, similares a las ampliamente descritas por Wentworth (1967) y Lowe y Loppiccolo (1974), donde los materiales margosos interlaminados con los niveles dolomíticos marcan estas morfologías. Así, se produce flexión, ruptura e individualización de unidades margosas sinformes de hasta 1 m de longitud, con existencia de antiformas difusas entre dos estructuras (Fig 5.9 y 5.10).

La observación en lámina delgada de niveles dolomíticos con laminación fenestral permite reconocer texturas dolomícriticas con bajos contenidos en terrígenos (1-5%), que consisten principalmente en cuarzo, e illitas-esmectitas de forma subordinada. Los granos de cuarzo, de morfologías subredondeadas, suelen encontrarse

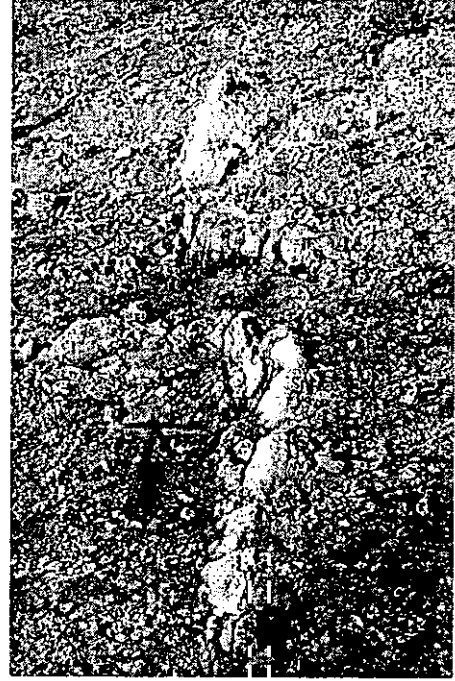


Figura 5.8. Patrón megapoligonal de las "estructuras pseudoanticlinales".



Figura 5.9. Estructuras tipo "dish" que afectan al nivel dolomítico superior de la fotografía.

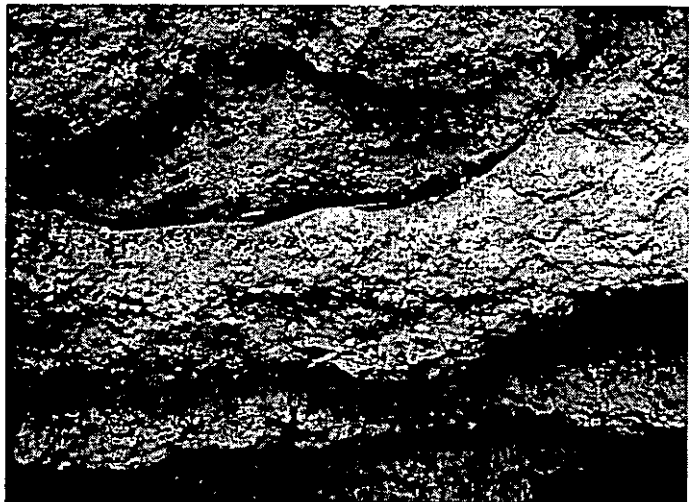


Figura 5.10. Detalle de estructura tipo "dish".

con los bordes corroídos. La porosidad media es de aproximadamente un 15-20% del total de la muestra, aunque localmente se alcanza un 50%. La morfología de los poros suele ser oval-elongada e irregular, con una orientación horizontal-subhorizontal, a menudo contorneada, característica de laminación fenestral de origen algal. En determinadas muestras, la morfología de los poros puede ser circular, alveolar, o incluso arborescente (Fig. 5.11). El análisis en detalle de la dolomicrita muestra una marcada heterogeneidad en gran parte de los materiales estudiados, ya que se diferencia un gran



Figura 5.11. Poros de morfología irregular y arborescente (nícoles paralelos; escala = 2 mm).



Figura 5.12. Microtextura brechoidea dolomítica (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

número de cantos de naturaleza arcilloso-dolomítica a menudo definidos por grietas circungranulares (*ooid-cracks*). La presencia de posibles vestigios de colonización por raíces se manifiesta en alineaciones circulares-bulbosas concéntricas de materia orgánica alrededor de poros circulares. Localmente, se reconocen texturas cementantes microcristalinas entre la dolomicrita y fantasmas de posibles gasterópodos. La observación en lámina delgada de términos brechoideos muestra las texturas dolomicríticas (Fig. 5.12) brechificadas de forma preferentemente poligonal, con poros de morfologías circulares agrandados por disolución. Los intersticios existentes entre los diferentes componentes de la brecha son rellenos por un material dolomítico microcristalino con un mayor porcentaje de arcillas.

Bajo microscopio electrónico de barrido, las dolomías de Armantes (Fig. 5.13a y b) presentan texturas dolomicríticas que aparecen constituidas por cristales subidiomorfos de unas 4 μm formando apilamientos de cristales planares. Uno de sus rasgos principales es la existencia de túbulos elongados aparentemente recubiertos por un mucus orgánico. La longitud de estos túbulos es de unos centenares de micras, mientras que la anchura es de

unas 25 μm , constituyendo un tamaño demasiado pequeño para ser el molde de raíces. Estos moldes pueden más bien ser producidos por algas cianofíceas o hifas de hongos.

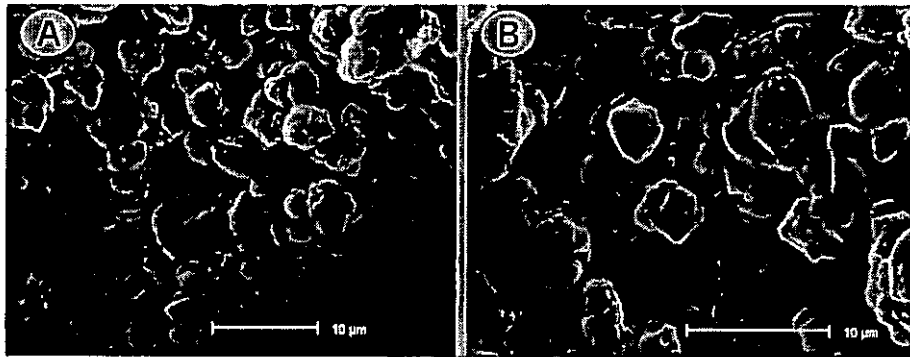


Figura 5.13. Microfotografías de MEB de las dolomías de la Sierra de Armantes, donde puede apreciarse el carácter subidiomorfo de los cristales de dolomita.
A) aspecto general. B) detalle.

En otro de los sectores con mejor representación de este tipo de dolomías (área de Orera-Ruesca), las secuencias sedimentarias están formadas por niveles dolomíticos masivos o bioturbados que alternan con arcillas y margas dolomíticas fuertemente bioturbadas. Estos materiales forman parte de una sucesión sedimentaria cíclica que será objeto de estudio en próximos capítulos. Los materiales dolomíticos se presentan aquí en un sector muy limitado, coincidente con un rápido cambio de facies entre las subunidades $\text{DM}_D\text{-INT}$ a $\text{LM}_{DB}\text{-INT}$ que se produce en el espacio de unos centenares de metros. Los niveles dolomíticos presentan mayor potencia hacia los sectores más marginales, donde son más arenosos (Subfacies D_A), en relación con materiales terrígenos del borde de cuenca, mientras que disminuyen de espesor hacia sectores centrales, en relación con la Subunidad $\text{LM}_{DB}\text{-INT}$, a la vez que disminuye el porcentaje de terrígenos.

En general, los niveles dolomíticos se distinguen por una gama de tonalidades blancas a grisáceas, y por presentar un porcentaje de terrígenos (cuarzo+filosilicatos) muy variable. La pureza en dolomita oscila entre términos con contenidos superiores al 90% y términos con valores inferiores al 50%. La potencia de los niveles oscila entre 0,5 y 1 m, y las capas se caracterizan por bases y techos usualmente planoparalelos, aunque en contadas ocasiones presentan base canalizada laxa. En estos casos, el depósito dolomítico puede presentar estratificación cruzada de bajo ángulo o laminación paralela. Se pueden reconocer subniveles de espesor decimétrico con tendencia estratodecreciente generalizada. Hacia la localidad de Orera, se reconocen, en algunos niveles, estructuras pseudoanticlinales similares a las del Cristo de Ribota.

En lámina delgada, las texturas descritas en estos materiales presentan alta heterogeneidad, con abundantes texturas clásticas, brechoideas, y bioturbadas que dificultan el reconocimiento de las texturas deposicionales. Los componentes terrígenos consisten en granos de cuarzo de morfología fundamentalmente subangulosa, de tamaño limo-arena fina y bordes corroídos, que se acompañan de feldespatos sericitizados,

fragmentos de roca metamórfica (pizarra y cuarcita) y filosilicatos. Estos últimos son básicamente illitas-esmectitas y de forma secundaria, caolinita, paligorskita y clorita. El contenido fosilífero de estos materiales es muy reducido, limitado a posibles fragmentos de ostrácodos o bivalvos y vestigios de tallos de caráceas. Las texturas más características de estos materiales presentan algunas similitudes con aquellas del sector de Armantes-Torralba de Ribota, siendo el principal rasgo la abundancia de cantos blandos de morfología esférica-oval incluidos en un material dolomicrítico; éste posee abundantes restos vegetales y residuos de materia orgánica dispersos y porosidades de aproximadamente un 20% con poros de morfología circular o elongada, pertenecientes a diferentes secciones de huellas de raíces. En general, se distinguen dos tipos de dolomicritas, muy similares aunque diferenciables por su color; un tipo es de color marrón-ocre a rojizo, que bajo nicoles paralelos se corresponde con el material encajante, y otro tipo es de tonos amarillentos con mayor abundancia de filosilicatos y aparentemente, con un tamaño cristalino superior a la anterior. Este último tipo de dolomicrita se presenta de forma preferente rellenando huellas de bioturbación de raíces o en los intersticios existentes entre los componentes brechoideos. Los cantos blandos tienen un tamaño medio comprendido entre las 100-200 μm de diámetro y pueden encontrarse con una distribución irregular (Fig. 5.14a) o, por el contrario, granoseleccionados formando finas laminaciones que se entremezclan con terrígenos (Fig. 5.14b). Así mismo, se identifican intraclastos de morfología redondeada con texturas micríticas diversas que se encuentran mezclados con los citados cantos blandos (Fig. 5.15).

En ocasiones, se han observado texturas de recrystalización de un material precursor formadas por lineaciones de dolomicrita densa y homogénea que limitan pseudomorfos de morfologías

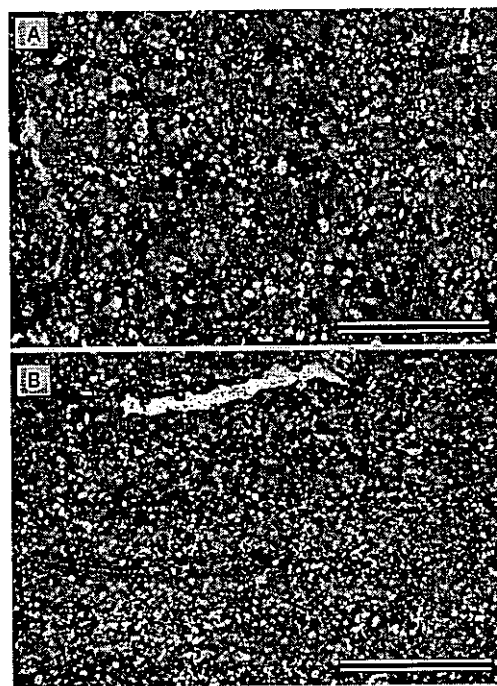


Figura 5.14. Texturas de las dolomías de Orera-Ruesca. A) Cantos blandos de distribución irregular (níc. paralelos; escala = 1 mm). B) cantos blandos seleccionados con intercalaciones de terrígenos (níc. paralelos; escala = 2 mm).

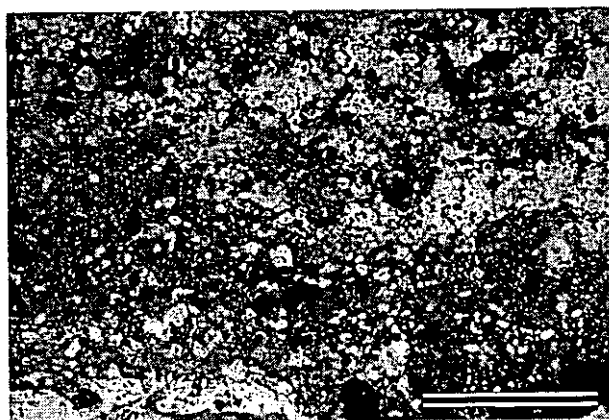


Figura 5.15. Microtextura con intraclastos y cantos blandos arcilloso-carbonáticos (níc. paralelos; escala \approx 2 mm).

cristalinas cuadradas y rectangulares en un cemento microcristalino dolomítico/arcilloso, que interpretamos como anhidríticas (Fig. 5.16). La existencia de estas morfologías anhidríticas (long. med.=250 μm y anch. med.=125 μm) es una constante en numerosas muestras de niveles dolomítico-arcillosos, presentándose en asociación con rellenos de raíces. En un número reducido de muestras se detecta la existencia de morfologías relictas de yeso lenticular.

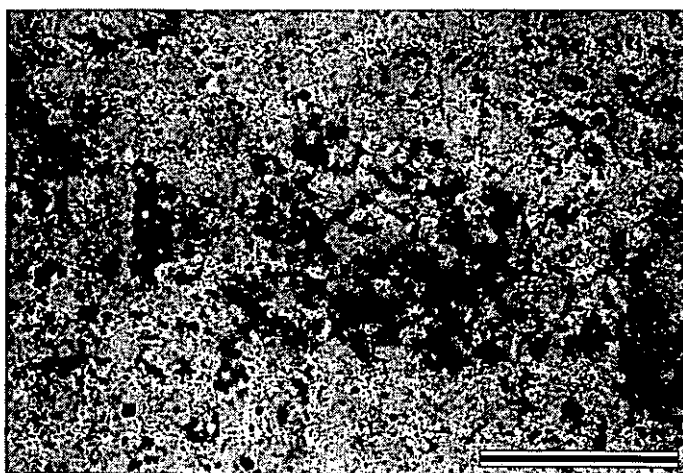


Figura 5.16. Pseudomorfos de morfologías cristalinas cuadrado-rectangulares (anhidritas) en un cemento microcristalino dolomítico (níc. paralelos; escala = 1 mm).

La observación de las dolomicritas de Orera-Ruesca bajo microscopía electrónica de barrido permite diferenciarlas de las de Armantes por su mayor grado de cristalinidad. En las (Fig. 5.17a y b) se aprecia una textura formada por un mosaico de cristales romboédricos de dolomita de 2-3 μm , acompañado de otros agregados de morfología planar, con arcillas en posición intercristalina. En estas texturas, resulta frecuente encontrar restos vegetales flotados, así como cantos blandos arcilloso-carbonáticos que presentan tanto morfologías esféricas, como cilíndricas (Fig. 5.17c y d).

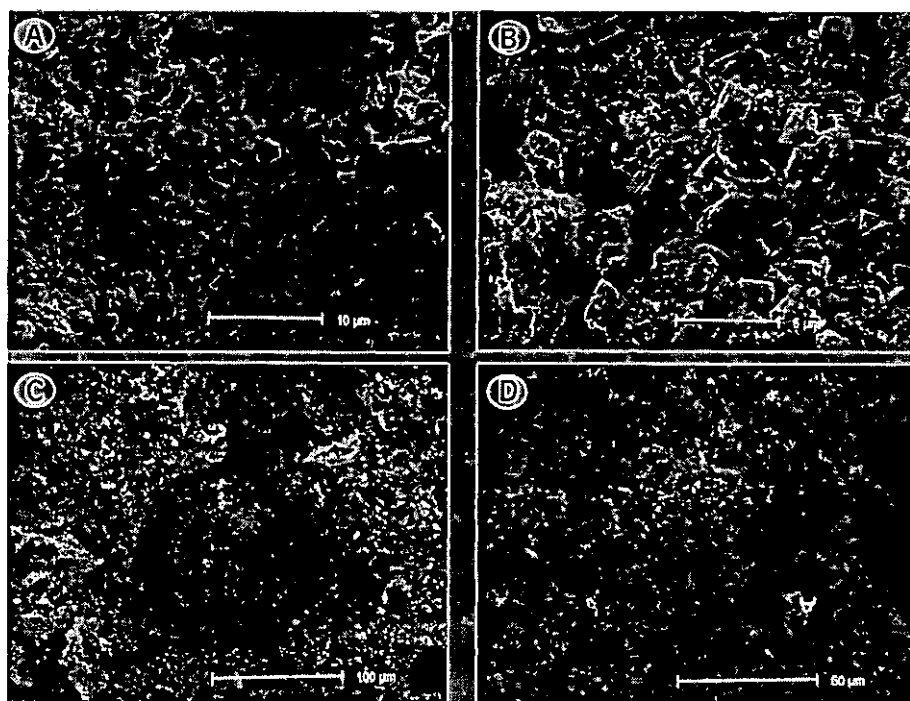


Figura 5.17. Dolomías de Orera-Ruesca en MEB. a y b) cristales romboédricos de dolomita con abundantes arcillas en posición intercristalina c y d) detalle de cantos blandos arcilloso-carbonáticos.

1. 1. 3. SUBFACIES DE DOLOMÍAS/MARGAS CON YESO (D_Y)

Esta subfacies encuentra su máxima representación en el sector SE de la cuenca, en especial en el interfluvio de los ríos Jiloca y Perejiles (Bloque Sur-Páramo), en asociación con la Subunidad M_D-INT y en parte, en la Subunidad Y_{MB}-INT, propias de un contexto y ambiente sedimentario muy particular de la Cuenca de Calatayud.

La subfacies se compone de dolomías, margas y arcillas dolomíticas, que se encuentran frecuentemente inter laminadas con finos niveles de yeso lenticular y microselenítico. El carácter de esta alternancia puede variar en función de la relación carbonato/yeso, que es más alta hacia el techo de la Subunidad M_D-INT. Se caracteriza por niveles de espesor comprendido entre los 10-15 cm, que a su vez se encuentran subdivididos en capas de 2-3 cm con una fina laminación. Los carbonatos presentan colores blancos a grises en función del grado de pureza en dolomita, y contienen abundantes restos vegetales flotados (Fig. 5.18). Se han observado en algunos casos *mud-cracks* y nodulizaciones, pero carecen casi completamente de trazas de bioturbación y restos bioclásticos. Se intercalan con niveles centimétricos de yeso lenticular y costras microseleníticas de 1-2 cm de espesor. Dichas costras presentan un aspecto muy similar a las descritas en el capítulo precedente, estando formadas por cristales yesíferos prismáticos en una disposición en empalizada, que pueden presentar pliegues y deformaciones producidos por competición en el crecimiento cristalino. Hacia el techo de la Subunidad M_D-INT, progresivamente desaparecen las costras microseleníticas quedando solamente láminas de yeso lenticular intercaladas con materiales calcáreos dolomíticos y, en ocasiones, agregados de lentículas de yeso (rosas del desierto), o grandes cristales lenticulares aislados en el encajante (de hasta 50 cm de longitud). En la Subunidad Y_{MB}-INT, la dolomita forma la matriz de la litofacies de yeso mesolenticular bioturbado.

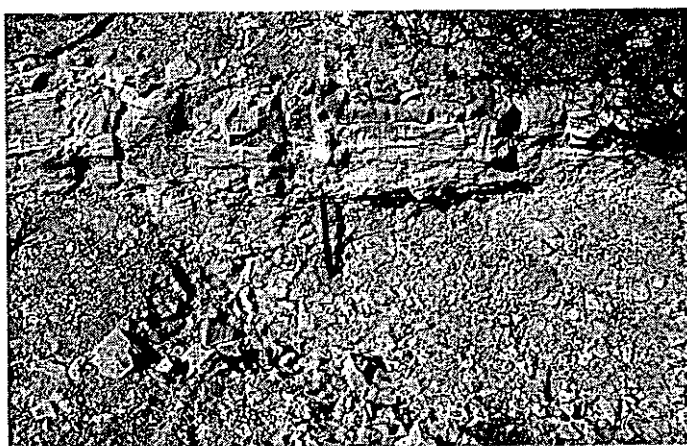


Figura 5.18. Aspecto de campo de niveles dolomíticos finamente laminados.

Se han observado en algunos casos *mud-cracks* y nodulizaciones, pero carecen casi completamente de trazas de bioturbación y restos bioclásticos. Se intercalan con niveles centimétricos de yeso lenticular y costras microseleníticas de 1-2 cm de espesor. Dichas costras presentan un aspecto muy similar a las descritas en el capítulo precedente, estando formadas por cristales yesíferos prismáticos en una disposición en empalizada, que pueden presentar pliegues y deformaciones producidos por competición en el crecimiento cristalino. Hacia el techo de la Subunidad M_D-INT, progresivamente desaparecen las costras microseleníticas quedando solamente láminas de yeso lenticular intercaladas con materiales calcáreos dolomíticos y, en ocasiones, agregados de lentículas de yeso (rosas del desierto), o grandes cristales lenticulares aislados en el encajante (de hasta 50 cm de longitud). En la Subunidad Y_{MB}-INT, la dolomita forma la matriz de la litofacies de yeso mesolenticular bioturbado.

El estudio en lámina delgada de los materiales de esta subfacies muestra generalmente texturas dolomicríticas homogéneas, presentando sólo en algunos casos texturas peloidales. La dolomicrita es densa, con escasa porosidad (<10%) y con un porcentaje muy variable de terrígenos, existiendo términos margoso/arcilloso-dolomíticos. Las texturas dolomicríticas presentan a menudo una laminación submilimétrica marcada por el porcentaje relativo de carbonato, por entradas de limos,

existencia de restos vegetales flotados y micas orientadas de forma paralela a la laminación. En algunos casos, se presenta una porosidad fenestral marcada por poros de morfología irregular elongados según la horizontal. Se encuentran silicificaciones, que por lo general, no forman niveles continuos. A escala microscópica, se reconocen rosetas de sílice, calcedonias, y cristales idiomorfos de cuarzo en estrecha relación con niveles de yeso o niveles pseudomorfizados por calcita (Fig. 5.19).

Hacia techo de la Subunidad (M_D -INT), se encuentra un tramo en el que las litofacies yesíferas se encuentran disueltas, quedando solamente moldes de cristales. Sobre este tramo, y en relación con la inmediata proximidad a techo de los materiales de la Subunidad CB_{PY} -INT, dejan de localizarse moldes de cristales de yeso lenticular, encontrándose por el contrario pseudomorfizados por calcita acaramelada, de color ámbar, que puede formar diques centimétricos con disposición preferente subvertical.

La figura 5.20 muestra las dolomías/margas de esta subfacies, y permite comprobar las similitudes texturales con la anterior subfacies descrita, tratándose básicamente de cristales romboédricos de dolomita con gran cantidad de arcillas intercrystalinas.



Figura 5.19. Microfotografía. Zona inferior: textura de dolomicrita. Zona superior: silicificaciones (calcedonias) en relación con niveles de yeso pseudomorfizados por calcita (nícoles cruzados; escala = 1 mm).

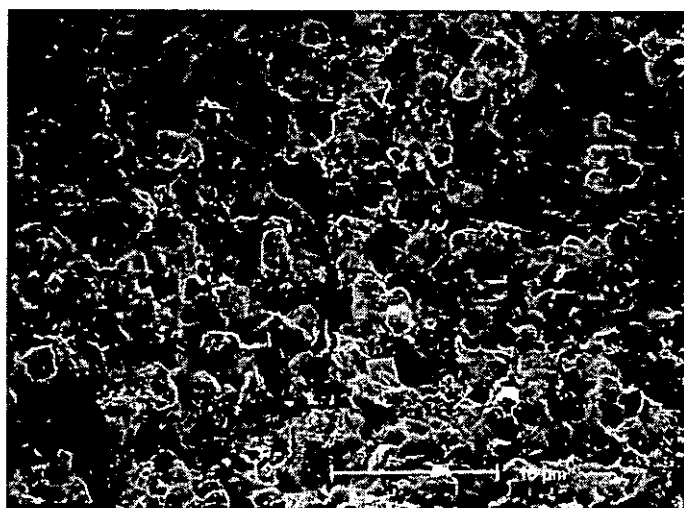


Figura 5.20. Aspecto al MEB de las dolomías de esta subfacies, apreciándose las similitudes con la anterior.

1. 2. INTERPRETACIÓN

El origen y localización de dolomita en ambientes sedimentarios ha sido el objeto de interés de un amplio número de investigadores, constituyéndose en una de las problemáticas más estudiadas de la geología moderna ya que se ha comprobado que

aunque muchos sistemas marinos y lacustres actuales presentan sobresaturación en dolomita, la precipitación de ésta no se produce, echo que en la literatura es clásicamente conocido como “el problema de la dolomita” (Hardie, 1987; Last, 1990). De la misma forma, la dolomita no puede ser sintetizada con facilidad en laboratorio a bajas temperaturas y presiones representativas de los ambientes deposicionales más comunes. La presencia de materiales dolomíticos en ambientes deposicionales actuales puede ser considerada relativamente abundante, aunque, en comparación con su aparición sistemática en grandes cantidades en el registro sedimentario, podría parecer no relevante y escasa. Los estudios sobre precipitación de dolomita en ambientes actuales se han constituido en herramienta fundamental para la comprensión de su existencia en sistemas lacustres continentales del registro sedimentario.

En este trabajo han sido adoptados los términos primario y secundario en el sentido de Last (1990). Según este autor, una dolomita puede ser considerada primaria cuando procede de nucleación directa bajo lámina de agua, o cuando precipita en los poros de un sedimento a partir de soluciones intersticiales; el término secundario se usará para aquellas dolomitas que presenten claras evidencias de reemplazamiento de un material sólido preexistente. Estos mismos criterios pueden ser aplicados con idéntico sentido en el estudio de las litofacies magnesíticas.

La mayoría de los investigadores citan la incidencia combinada de: 1) relaciones Mg/Ca elevadas 2) alta alcalinidad y 3) baja concentración de ión sulfato, en la precipitación de dolomita sedimentaria (Hardie, 1987). Last (1992) indica que la salinidad total de la salmuera puede afectar a la reacción de formación de dolomita, de tal forma que puede formarse en aguas dulces a relaciones de Mg/Ca tan bajas como 1, pero a altas salinidades esta relación debe superar un valor de 10.

En relación con las características ambientales de la deposición de dolomita en la actualidad, Last (1990) presenta las siguientes conclusiones, que constituyen una referencia necesaria en estudios de dolomita sedimentaria:

- a) Más de un 95% de la dolomita lacustre cuaternaria se encuentra asociada a lagos salinos o en sedimentos que podrían haberse depositado en una fase salina dentro de la evolución de una cuenca lacustre.
- b) La mayoría de los lagos en que se encuentra dolomita son o fueron en el momento de su deposición ambientes de *playa lake*.
- c) Más de la mitad de las dolomitas lacustres se asocian con aguas del tipo Na-Cl, en ambientes de alta alcalinidad, y con ratios Mg/Ca que suelen ser mayores de 10.
- d) En contra de los datos experimentales sobre modelos de dolomitización, que indican que la precipitación de dolomita está favorecida cuando hay bajos niveles de sulfato disuelto, prácticamente la mayoría de las dolomías lacustres se asocia con altas concentraciones de SO_4^{2-} .

- e) La mayoría de la dolomita encontrada en sedimentos lacustres es rica en Ca^{2+} , y sólo un tercio de las dolomitas lacustres cuaternarias son estequiométricas, aunque la mitad de las mismas se encuentra bien ordenada.
- f) El origen de la mayoría de las dolomías lacustres puede interpretarse como primario.

Las subfacies dolomíticas D_A y D_B , con amplia representación por toda la cuenca, constituyen un claro indicador paleoambiental y de la paleogeografía de los sistemas lacustres, tanto de la Unidad Inferior, como especialmente, de la Unidad Intermedia.

Las subfacies D_A , que ocupan posiciones de mayor marginalidad en la cuenca que las subfacies D_B , en relación con facies terrígenas arenoso-limosas, son probablemente el producto de un proceso diagenético de dolocretización de depósitos siliciclásticos, similar al descrito por Khalaf (1990). Este autor defiende una precipitación-cementación de dolomita en materiales siliciclásticos en ambiente vadoso, mediante una concentración del agua de poros provocada por evaporación capilar desde un nivel freático somero. Last (1992) sugiere una rápida desgasificación de CO_2 desde aguas freáticas someras, asociada con fluctuaciones estacionales en el nivel de agua del lago, para originar agua de poros fuertemente sobresaturada en dolomita, que provoca la cementación de los sedimentos clásticos superficiales.

En el *East Basin Lake* (Australia), Last (1992) ha descrito niveles similares a las subfacies D_B , que interpreta como *hardgrounds* carbonáticos (dolomita y calcita), y que forman un perímetro discontinuo alrededor del lago, quedando sumergidos en períodos de nivel alto de las aguas, pero expuestos en momentos de estiaje. La dolomita forma costras de aspecto muy variadas, homogéneas sin estructura, con fina laminación, con contenido variable en terrígenos, porosidad fenestral, cavidades de disolución y bioturbaciones. Los denominados por este autor, “*hardgrounds* pavimentarios” constituyen la mayoría de las costras dolomíticas, dando lugar a extensas acumulaciones laterales. El tamaño cristalino de la dolomita es menor de $1\ \mu\text{m}$, y se forman mosaicos dolomíticos densos con rasgos de alteración postdeposicional (fragmentación poligonal, brechificación, placas montadas y superpuestas, y génesis de *tepees*).

En este sentido, los materiales dolomíticos de la subfacies D_B presentan una serie de rasgos como son los niveles de bioturbación y brechificación intensa, de probable origen sinsedimentario, la existencia de una marcada porosidad fenestral, y estructuras pseudoanticlinales, que en conjunto, son muy similares a los que caracterizan los “*hardground* pavimentarios” de Last (1992).

Shinn *et al.* (1980) demostraron experimentalmente que una porosidad fenestral puede ser cerrada bajo la presión litostática sostenida por unos 300 m de sedimentos, de no haber sido cementada con anterioridad. Concretamente, en el área de Armantes y Cristo de Ribota (NE de Armantes), la potencia de sedimentos suprayacentes llegó probablemente a ser similar a la establecida por Shinn *et al.* (1980). La preservación de

estas porosidades induce a pensar en cementaciones tempranas, posiblemente de fases salinas asociadas. El reconocimiento de pseudomorfos y moldes de morfologías cuadrado-rectangulares de la anhidrita desarrollándose a favor de trazas de bioturbaciones previas confirma el efecto de cementación-crecimiento intrasedimentario que pueden ejercer las sales. La disolución posterior de la anhidrita puede desembocar en una cementación y pseudomorfización por microdolomita o material arcilloso-dolomítico.

Las “estructuras pseudoanticlinales” que se han descrito en esta subfacies, presentan evidentes similitudes morfológicas con los clásicos *tepees* (Adams y Frenzel, 1950), aunque carecen de los rasgos más típicos de los mismos (Warren y Kendall, 1987); la existencia del patrón megapoligonal no resulta evidente ya que la observación queda restringida a una perspectiva bidimensional. Por otra parte, la fracturación encontrada en estas estructuras es postsedimentaria y no se encuentran rellenos sedimentarios y/o cementos capaces de provocar la expansión del carbonato. Por este motivo, se ha hecho uso del término “pseudoanticlinal”, en el sentido de Asseretto y Kendall (1977), en lugar del término genético *tepee*. Sanz-Rubio *et al.* (1995) interpretaron un origen para estas estructuras en el que la cementación temprana con fases salinas de la desarrollada red de poros de los materiales dolomíticos es capaz de sostener un armazón sujeto a una creciente presión de confinamiento.

La existencia de un gradiente hidráulico dirigido puede provocar un aumento drástico de la presión de poros del sedimento no consolidado, de forma que el sedimento alcanza condiciones de licuefacción estática (Owen, 1987) en el límite del equilibrio con la presión de confinamiento. La presión acumulada puede liberarse verticalmente por medio de conductos de fluidificación, donde se produce un arrastre de componentes, y una deformación de la laminación. Así mismo, la presión de cristalización de fases salinas en la red de poros (Sanz Rubio *et al.*, 1995) o, los fenómenos de expansión térmica de los materiales dolomíticos podrían aportar una deformación inicial capaz de actuar como canalizadora de procesos de fluidificación (Fig. 5.21a).

De forma similar, el origen de las estructuras *dish* se encuentra relacionado con el ascenso de fluidos. Lowe y Loppiccolo (1974) interpretan estas estructuras como un escape de agua en sentido ascendente vertical, cuyo flujo, queda forzado a circular horizontalmente cuando se encuentra un nivel semimpermeable (un nivel margoso-arcilloso), hasta el momento en que encuentra una zona de debilidad, recuperando su componente vertical de ascenso, que deforma o arrastra los márgenes de las estructuras (Fig. 5.21b).

Todos los rasgos citados previamente, así como la distribución espacial de los materiales en la zona de transición entre facies terrígenas de borde y facies lutítico-margosas/dolomíticas más centrales (Subunidad LM_{DB}-INT), son indicativos de un ambiente deposicional ligado a la zona de oscilación del nivel de aguas del sistema

lacustre, en un contexto donde se alternarían fases de desecación periódica con otras de inundación con lámina de agua muy somera. En este sentido se pronuncia Last (1992), quien indica que el *hardground* pavimentario se formaría simplemente por una desecación periódica-precipitación evaporítica y desecación de barros carbonáticos, similares a las costras dolomíticas descritas por Von der Borch y Lock (1979) y Muir *et al.* (1980). Una vez formados, una bajada del freático provoca la rotura en fragmentos poligonales, con posibilidad de ser recementados en subidas posteriores del nivel de aguas del lago.

El modelo deposicional general sobre el origen de las dos subfacies citadas necesita una condición previa, como es una composición sulfatado-magnésica de la salmuera capaz de dar lugar a altas relaciones Mg/Ca. La precipitación de dolomita se restringiría a una orla lacustre que comprende el *mudflat* salino y el margen lacustre. En áreas de *mudflat*, con exposición subaérea se produce precipitación-cementación de dolomita en materiales siliciclásticos en ambiente vadoso, mediante una concentración del agua de poros provocada por evaporación capilar desde el nivel freático, alcanzándose condiciones de sobresaturación en dolomita. Por otra parte, en el margen lacustre se produce precipitación de dolomita que alterna con períodos de no deposición coincidentes con etapas de avenidas, las cuales quedan marcadas por la entrada de terrígenos y removilización de materiales arcilloso-carbonáticos del litoral lacustre, dando lugar a rellenos de canales laxos con estratificación cruzada de bajo ángulo. Del mismo modo, los materiales dolomíticos del margen lacustre pueden ser fácilmente afectados por las oscilaciones del nivel de lago; en momentos de estiaje, pueden quedar expuestas grandes superficies de carbonatos dolomíticos que, en estas condiciones, pueden ser afectados por procesos de exposición subaérea

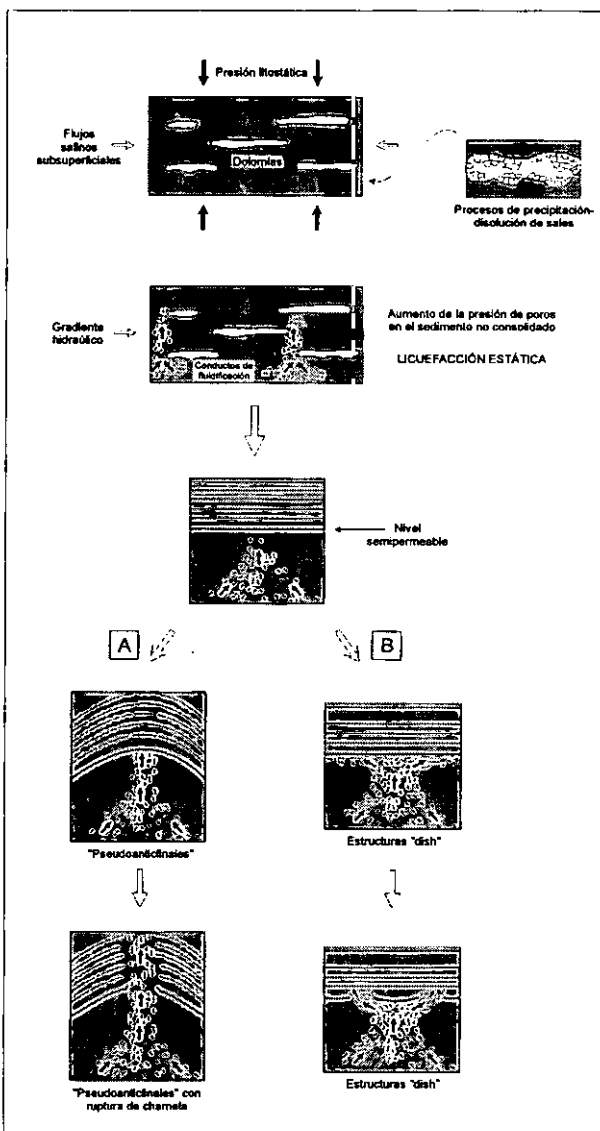


Figura 5.21. Modelo de génesis de las estructuras "pseudoanticlinales" y dish.

Determinadas estructuras con laminación fenestral estarían condicionadas por la existencia de tapices algares creciendo en el margen lacustre. La alternancia de períodos de inundación-desección, se refleja en estos barros dolomíticos por una superposición de procesos de bioturbación-brechificación, relleno y cementación de bioturbaciones (precipitación de sales, anhidrita), de génesis de peloides y de formación de estructuras pseudoanticlinales, llegándose en ocasiones a la pérdida total de las texturas deposicionales (Fig. 5.22).

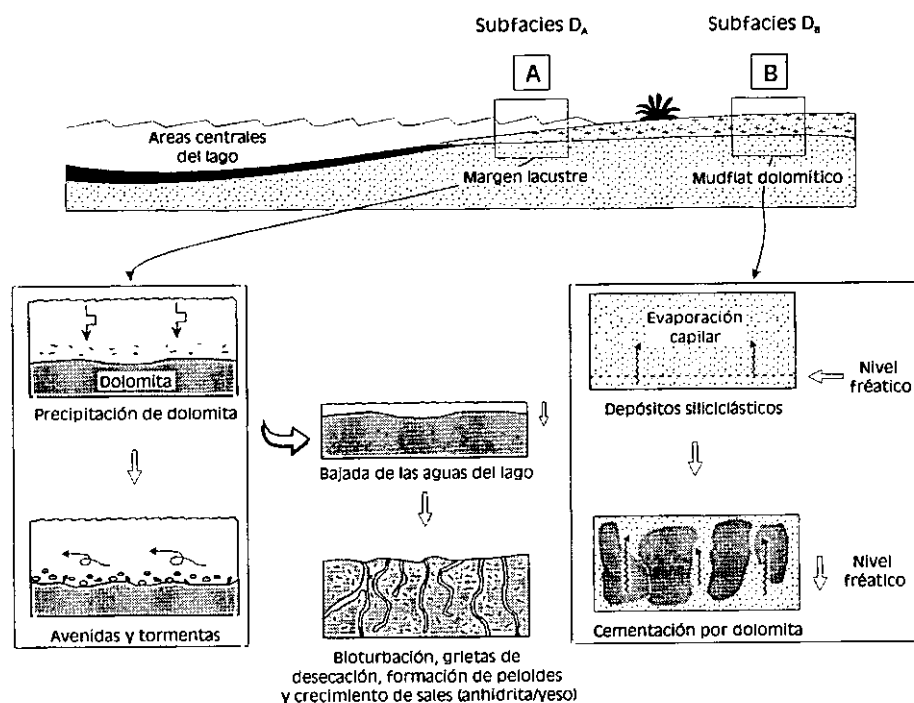


Figura 5.22. Modelo de génesis de dolomías de las subfacies D_A y D_B .

Los materiales que componen la subfacies D_y se interpretan como indicativos de un lago de salinidad moderada, márgenes de baja pendiente, baja energía, con escasa influencia terrígena, y expuesto a emersiones ocasionales. Así, pueden caracterizarse básicamente por una ausencia de rasgos indicativos de exposición subaérea, encontrándose solamente en algún caso *mud-cracks* o grietas de desecación. Por otra parte, haciendo referencia a la interpretación de la Subfacies de yeso laminado (Y_L), con la cual se asocian, se deduce el carácter subacuático y de precipitado con una lámina de agua somera aunque constante. Estas condiciones debieron dominar la deposición de gran parte de las series en que se incluye esta subfacies dolomítica.

Así mismo, la laminación presente en esta subfacies, con restos vegetales flotados y arcillas con una marcada orientación paralela al substrato, que en ningún caso se muestra alterada o distorsionada por bioturbaciones o brechificaciones, demuestra su deposición en un ambiente de margen lacustre muy somero aunque de gran estabilidad, donde las facies más centrales corresponderían a facies magnesítico-yesíferas (Subunidad Y_{LM-INT}) y yeso laminado (Y_L-INT).

De Decker y Last (1989), describieron diferentes playas evaporíticas de Victoria Occidental, Australia, en las que se registra la presencia de dolomita de grano muy fino asociada con magnesita y arcillas en las orlas lacustres, que debe ser muy similar a lo que, en origen, fueron los materiales de la subfacies D_γ. Los autores describen la dolomita como un material embebido en agua, a modo de *yoghourt*, donde no existe colonización vegetal; sin embargo, los autores desconocen si la precipitación de dolomita se produjo de forma subacuática o nucleando dentro del agua de poros de sedimentos superficiales.

2. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES MAGNESÍTICAS (MP, MS, MT)

2.1. DESCRIPCIÓN

Básicamente, la magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud se asocia a los sectores marginales de los sistemas lacustres-evaporíticos de la Unidad Inferior e Intermedia. Se pretende aquí realizar un estudio de las litofacies magnesíticas en relación con una paragénesis mineral deposicional. Como se ha señalado en capítulos precedentes, el análisis de las litofacies magnesíticas ha tenido que ser llevado a cabo mediante observación directa en afloramiento, donde toda fase mineral salina ha sido transformada a yeso secundario.

Allí donde las litofacies magnesíticas y facies salinas asociadas no están fuertemente modificadas por diagénesis, se pueden distinguir tres grupos o subfacies fundamentales:

- a) Subfacies de magnesita en asociación con litofacies de yeso postdeposicional (MP).
- b) Subfacies de magnesita en asociación con litofacies de yeso sindeposicional (MS).
- c) Subfacies de magnesita en asociación con facies terrígenas (MT).

Estas tipologías de magnesita tienen una neta correspondencia con las distintas unidades litoestratigráficas miocenas reconocidas en la Cuenca de Calatayud. Así, el primer grupo se asocia básicamente con la Unidad Inferior, si exceptuamos las subfacies de magnesita matricial de nódulos de yeso; el segundo grupo se asocia con la Unidad Intermedia, y, finalmente, el tercer grupo se presenta tanto en términos de la Unidad Inferior como en el tránsito Unidad Inferior-Intermedia en el sector Sur de Armantes.

Dentro de la Unidad Inferior, las litofacies magnesíticas se encuentran fundamentalmente en las subunidades L_G-INF y Y_{LN}-INF, así como en la Y_{LM}-INF, es decir,

formando una aureola alrededor de las facies centrales del lago salino (Subunidad Y_L -INF) donde su presencia es más restringida. Sin embargo, se reconoce de forma escasa en áreas más marginales como son las representadas en la Subunidad L_R -INF, o incluso en las facies más proximales de la Subunidad L_C -INF. En la Unidad Inferior, se asocia fundamentalmente con litofacies de yeso postdeposicional a escala de afloramiento, aunque, sin embargo, ha sido descrita en los sondeos de MYTA en el Sur de Armantes en estrecha asociación con glauberita-anhidrita-yeso-thenardita y arcillas. Se desconoce su posible asociación con facies halíticas ya que el sondeo de Marín (1932) no ofrece un análisis detallado del testigo. Finalmente, en esta Unidad, y siempre asociados al tránsito entre las subunidades L_C -INF/ L_R -INF con la Y_{LN} -INF, se encuentran interlaminados arcilloso/magnesíticos que, a nivel de secuencia, suelen encontrarse asociados con niveles de yeso. Por otra parte, también se encuentra de forma excepcional como magnesita detrítica en niveles de conglomerados-arenas del tránsito Unidad Inferior-Intermedia al Sur de Armantes.

En la Unidad Intermedia, la magnesita sedimentaria se asocia con litofacies de yeso sindeposicional, con excepción de ciertos niveles nodulares asociados en algunos casos a niveles de paleosuelos. Está relacionada con la Subunidad Y_{LM} -INT, en una posición muy concreta en el sector meridional del Bloque Sur-Páramo. No se conoce su existencia en un contexto similar en otros sectores de la cuenca; tan sólo, en la sección Vdo (Valgalindo), aparece magnesita laminada e interrelacionada con otras fases carbonáticas en la Subunidad C_{LD} -INT.

Rasgos fundamentales de la magnesita de la Cuenca de Calatayud.

Independientemente de la existencia de diferentes subfacies magnesíticas, ésta presenta una serie de rasgos estructurales y texturales que pueden ser considerados comunes para su descripción. La magnesita sedimentaria de la cuenca se presenta fundamentalmente como material interlaminado con sulfatos o terrígenos, o como matriz entre cristales intrasedimentarios o nódulos de sulfatos.

La magnesita laminada se caracteriza usualmente por espesores de lámina que pueden alcanzar entre 1-2 cm, mientras que la magnesita presente como matriz puede reconocerse en niveles de hasta 70-80 cm. Generalmente, las láminas y niveles magnesíticos presentan buena continuidad a nivel local. En afloramiento, la magnesita se distingue por colores blancos, con tonalidades de mayor intensidad cuanto mayor sea el grado de pureza en $MgCO_3$ (Fig. 5.23). Sin embargo, los colores grises claros, grises oscuros, y verdosos indican diferentes porcentajes de mezcla con terrígenos dando lugar a términos margoso/arcilloso magnesíticos. Así mismo, se ha sido identificado magnesita asociada a niveles oscuros muy ricos en materia orgánica, que se presentan interlaminados con litofacies de yeso postdeposicional en la Unidad Inferior. Por otra parte, el contenido en materia orgánica y su estado de oxidación también influyen de forma notable en el color de los niveles magnesíticos, tomando tonalidades más blanquecinas en superficies libres, en contacto con la atmósfera, al producirse un efecto

de oxidación de la materia orgánica. Por lo general, la magnesita de la cuenca es homogénea, diferenciándose tan sólo restos vegetales flotados y orientados paralelamente a la estratificación, especialmente abundantes en la interfase entre láminas de magnesita. (Fig. 5.24).

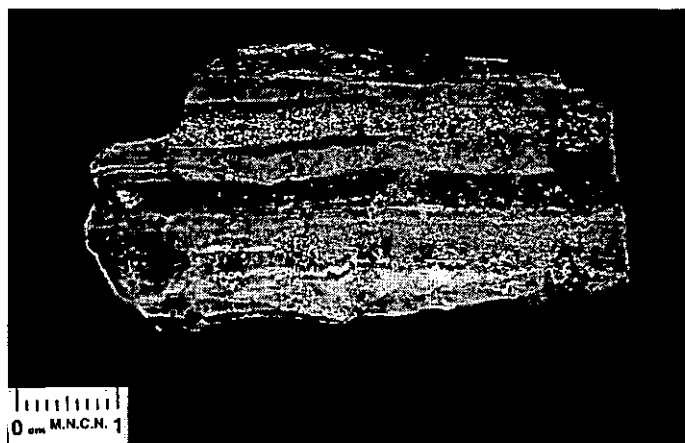


Figura 5.23. Magnesita laminada. Los colores más blancos se corresponden con los términos más puros, mientras que los más oscuros son arcillas o arcillas magnesíticas.

En condiciones meteóricas, la magnesita se encuentra sujeta a una alteración hipergénica que se traduce en un proceso de calcitización (Cañaveras *et al.*, 1998), que puede ser parcial o completa. Así mismo, se han reconocido procesos de calcitización tempranos ligados a niveles magnesíticos (ver capítulo de carbonatos diagenéticos). Los niveles de magnesita suelen contener cuarzo y fracción arcillosa compuesta por illita, esmectitas y caolinita. Además, se identifican en algunos casos pequeños porcentajes de yeso

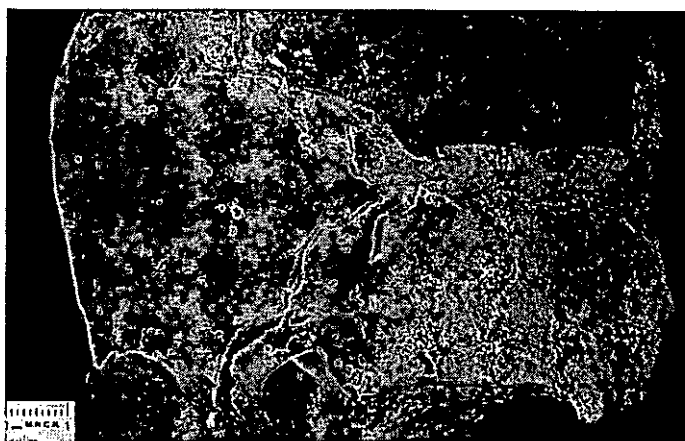


Figura 5.24. Sección en planta de un nivel magnesítico. En detalle pueden apreciarse restos vegetales.

y celestina. El contenido molar (MgCO_3) de las magnesitas oscila entre un 87 a 94%. En niveles arcillosos, la magnesita puede presentarse en porcentajes menores de un 5%, mientras que los términos con mayor pureza en magnesita alcanzan el 90-95%. Comúnmente, los niveles de magnesita no presentan rasgos de exposición subaérea, tales como bioturbaciones o grietas de desecación, y en ellos no se han encontrado restos de fósiles. En algún caso, se han observado niveles con grietas de desecación difusas dentro de secuencias magnesita/yeso laminado, así como evidencias de bioturbación en niveles de paleosuelos (Subunidad Y_{LM-INT}).

Descripción textural de la magnesita sedimentaria

La observación de magnesitas composicionalmente con alto grado de pureza bajo microscopio petrográfico convencional, muestra texturas micríticas homogéneas y densas, con ausencia de estructuras, y formadas por un mosaico hipidiotópico-

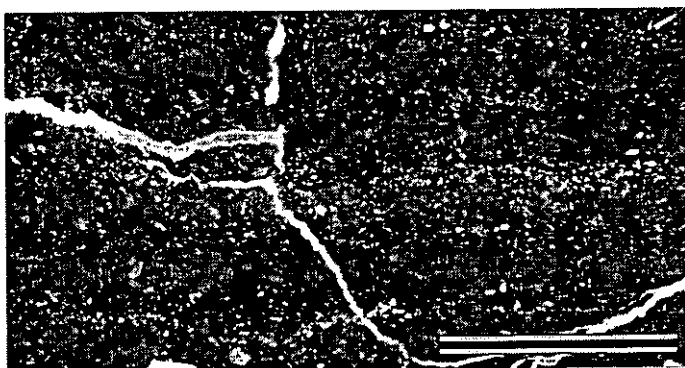


Figura 5.25. Textura magnesítica con abundantes restos vegetales orientados (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

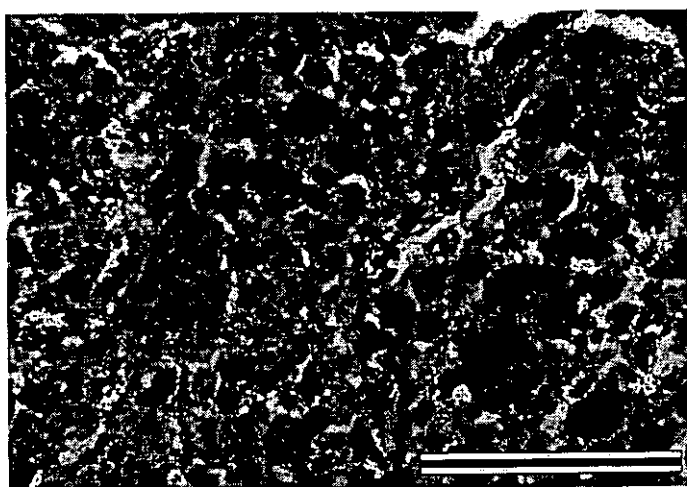


Figura 5.26. Magnesita de textura peloidal (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

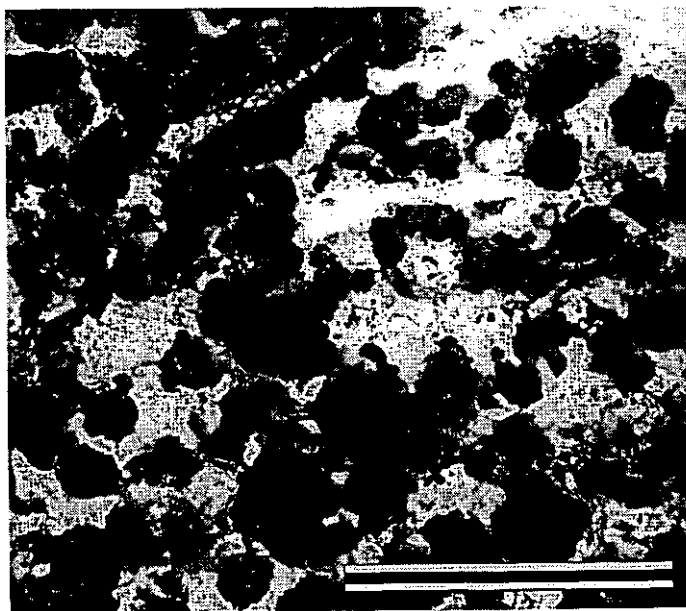


Figura 5.27. Texturas flotantes de peloides de magnesita (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

xenotópico, con un tamaño cristalino comprendido entre 1-3 μm . Localmente, se distinguen laminaciones difusas formadas por limos y arcillas, además de abundantes restos vegetales flotados orientados de forma paralela a la laminación (Fig. 5.25). La porosidad en las magnesitas es reducida (<10%) y de carácter intercrystalino.

Una variante a las texturas densas y homogéneas es la magnesita de textura peloidal. Los peloides de magnesita (50-200 μm) presentan morfologías subcirculares que quedan definidas por grietas circungranulares (Fig. 5.26). Esta textura magnesítica peloidal se ha encontrado en todos los casos cementada por yeso, aunque en los espacios existentes entre los diferentes peloides pueden diferenciarse morfologías cuadradas y rectangulares correspondientes a anhidrita (actualmente yeso secundario). Existe una relación directa entre la abundancia de peloides y la de pseudomorfos de anhidrita, encontrándose las texturas más peloidales en asociación con el crecimiento de nódulos de anhidrita, o con un crecimiento de cristales anhidríticos entre peloides. En el primero de los casos, el crecimiento de la anhidrita parece dominado por un carácter reemplazativo, pero

en el segundo, el crecimiento de cristales cuadrado-rectangulares entre los nódulos provoca un desplazamiento y genera texturas flotantes de la magnesita, donde los peloides se encuentran aislados inmersos en una masa de yeso secundario (Fig. 5.27).

De forma ocasional, pueden encontrarse fábricas en “islotes” (Herrero y Porta., 1987) en paleosuelos desarrollados sobre soportes magnesíticos. La organización en islotes se visualiza como relictos de una matriz magnesítica que ha sido parcialmente reemplazada en un proceso de crecimiento de nódulos de anhidrita. El avance del proceso se encuentra favorecido por una estructuración vertical previa del substrato y lleva a la génesis de islotes cada vez más residuales y de menor tamaño (Fig. 5.28). En realidad, las texturas peloidales descritas y la organización en islotes, responden a una alteración-transformación de un barro magnesítico, que en origen, posee una textura densa y homogénea. El examen de magnesita sedimentaria en el Microscopio Electrónico de Barrido (Fig. 5.29) muestra diferentes tipologías en función del grado de alteración e historia diagenética (sobre todo



Figura 5.28. “Islotes” de magnesita que son el resultado de un desarrollo reemplazativo de nódulos de anhidrita (nódulos paralelos; escala = 2 mm).

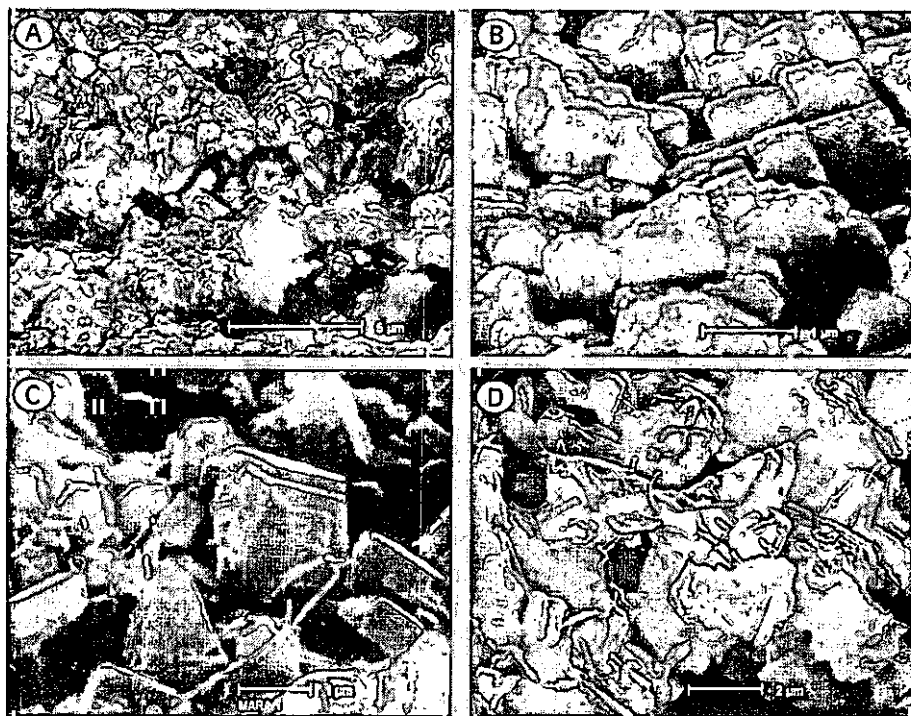


Figura 5.29. Microfotografías de MEB de magnesita. A, B y C) mosaicos densos y homogéneos de cristales romboédricos y tabulares de magnesita con un tamaño menor de 2 μ m D) magnesita con elevada proporción de terrígenos.

calcitización meteórica) de las magnesitas. En muestras con una pureza en magnesita superior al 90%, el grado de cristalinidad de la magnesita es alto, diferenciándose mosaicos densos y homogéneos de cristales romboédricos y tabulares con un tamaño menor de 2 μm (Fig. 5.29a, b, y c). La alterabilidad de los cristales de magnesita es bastante alta, como puede comprobarse por la elevada proporción de facetas de corrosión-disolución en las caras de cristales individuales. En muestras con alto porcentaje en componentes terrígenos, se ha observado una menor cristalinidad de la magnesita, presentándose en forma de agregados cristalinos de morfología planar (10 μm de diámetro) rodeados por masas arcillosas (Fig. 5.29d).

2. 1. 1. SUBFACIES DE MAGNESITA EN ASOCIACIÓN CON LITOFACIES DE YESO POSTDEPOSICIONAL (MP).

La mayor parte de la magnesita de la cuenca se encuentra asociada a litofacies de yeso postdeposicional. El estudio de esta subfacies se llevó a cabo en afloramientos que constan íntegramente de yeso secundario, distinguiéndose varias asociaciones de la magnesita con diferentes litofacies de yeso postdeposicional. La interpretación de los siguientes grupos o asociaciones resulta importante en la determinación de la paragénesis mineral en que se depositó la magnesita:

- 1) Magnesita en forma de matriz entre nódulos de sulfato cálcico (MP_N)
- 2) Magnesita intercristalina (MP_I)
- 3) Magnesita laminada (MP_L)

Magnesita en forma de matriz entre nódulos de sulfato cálcico (MP_N)

Este grupo de magnesita se representa fundamentalmente en la Subunidad $\text{Y}_{\text{LN}}\text{-INF}$ y de forma menos importante, en la Subunidad $\text{Y}_{\text{LM}}\text{-INT}$. La magnesita se caracteriza por presentarse en niveles irregulares de espesor centimétrico a decimétrico (hasta 70-80 cm) constituidos por magnesita y/o margas-arcillas magnesíticas, que son el encajante de nódulos de sulfato cálcico, que en su gran mayoría hemos reconocido como de precursor anhidrítico (Fig. 5.30). Los nódulos, de morfologías esféricas-subesféricas o cilíndricas de elongación vertical, pueden tener diámetros máximos de unos 30-40 cm, apareciendo aislados, coalescentes e incluso, en niveles enterolíticos.

La magnesita presenta una estructura homogénea solamente modificada por alineaciones de restos vegetales flotados, ya que su posible estructuración inicial ha sido deformada y distorsionada por el desplazamiento efectuado por los nódulos en su desarrollo. Por esta razón, se hace difícil distinguir si la potencia actual de los niveles se corresponde con el espesor original del nivel magnesítico encajante, o si por el contrario, el intervalo en que se desarrollan los nódulos enmascara diferentes subniveles de naturaleza magnesítica.

El crecimiento de los nódulos de sulfato cálcico en el encajante magnesítico puede tener un carácter desplazativo y/o reemplazativo. En el primero de los casos, se produce una deformación de la estructura deposicional, siendo no incorporativo el desarrollo de nódulos. Por otra parte, el carácter reemplazativo de algunos nódulos puede ser distinguido a microescala, en lámina delgada, observándose morfologías cristalinas de los precursores anhidríticos (ahora transformados a yeso secundario) penetrando en una matriz magnesítica masiva. Así, en la Fig. 5.31 se puede observar el efecto reemplazativo del crecimiento de micronódulos en una matriz magnesítica.

Magnesita intercrystalina (MP_i)

La magnesita intercrystalina se localiza entre agregados policristalinos de morfología euhedral-discoide (pseudomorfos de glauquerita, ver capítulo 4), de forma similar a los descritos por Menduina et al. (1984) y Ordóñez y García del Cura (1994). La asociación entre pseudomorfos de glauquerita y magnesita es una constante de toda la Subunidad Y_{LN}-INF. De la misma forma, la magnesita intercrystalina también ha sido encontrada en asociación con niveles masivos de unos 30-40 cm (paleosuelos de la Subunidad Y_{LM}-INT) en donde actúa como encajante de macrolentículas de yeso de unos pocos centímetros de longitud que, en ocasiones, se encuentran entrecruzadas y soldadas.



Figura 5.30. Nódulos de sulfato cálcico en una matriz magnesítico-arcillosa.

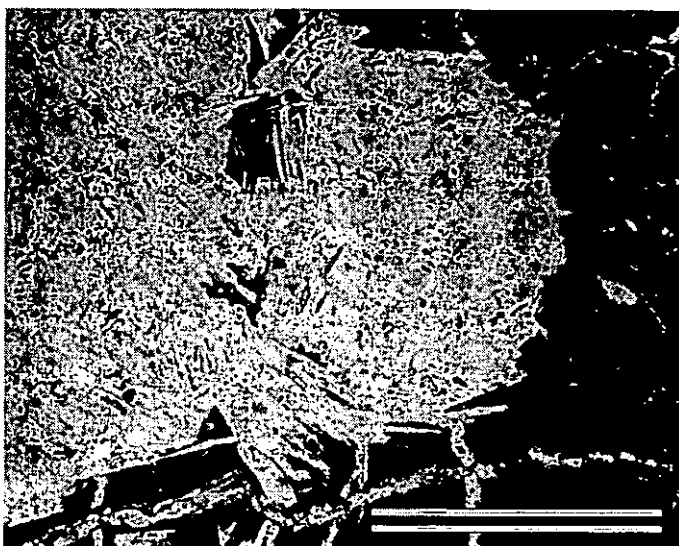


Figura 5.31. Micronódulo de yeso secundario con pseudomorfos de cristales tabulares o "laths" de anhidrita con disposición tangencial a la superficie externa del nódulo reemplazando un encajante magnesítico (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

Magnesita en asociación con yeso laminado (MP_L)

Este grupo de magnesita queda representado en las subunidades de Y_{LN}-INF y Y_L-INF, y se caracteriza por finos niveles o láminas (< 2 cm) de magnesita o arcillas/margas magnesíticas que se encuentran en alternancia con:

- a) Niveles de yeso nodular enterolítico
- b) Niveles de yeso mesocristalino

En el primero de los casos, la magnesita alterna (no de forma cíclica) con niveles de potencia centimétrica constituidos por yeso nodular alabastrino, de carácter secundario, con frecuente precursor anhidrítico o glauberítico (Fig. 5.32). En el segundo de los casos, la magnesita se presenta formando una sucesión cíclica con niveles de yeso mesocristalino secundario translúcido, procedente de anhidrita y/o glauberita. El carácter de esta alternancia es subcentimétrico y la magnesita se encuentra enriquecida en materia orgánica. Las láminas de yeso poseen un espesor variable entre 2-3 mm a 1 cm, mientras que las láminas magnesíticas son de 1-2 mm. Pueden encontrarse niveles nodulares intercalados, de potencia centimétrica y poca continuidad lateral. En el microscopio petrográfico, se observa el carácter extremadamente laminado de la magnesita, con restos vegetales flotados y finas intercalaciones de limos que definen una laminación de menor escala (ver capítulo 4).

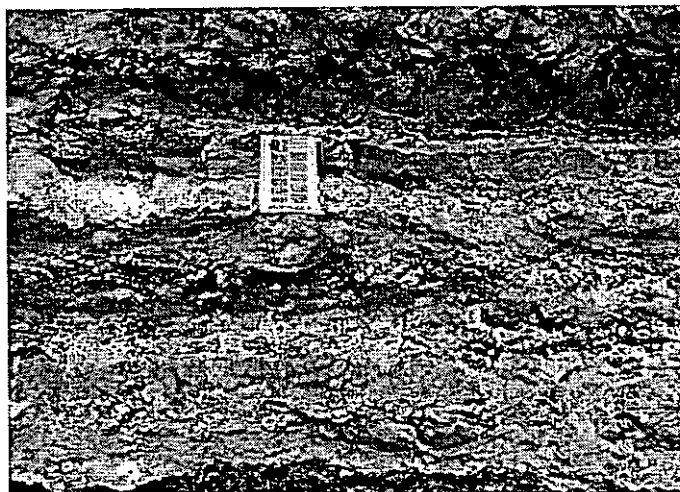


Figura 5.32. Niveles de magnesita alternantes con niveles de yeso nodular alabastrino. En la parte superior se observan agregados de pseudomorfo de glauberita de desarrollo intrasedimentario en magnesita (magnesita intercrystalina).

2. 1. 2. SUBFACIES DE MAGNESITA EN ASOCIACIÓN CON LITOFACIES DE YESO SINDEPOSICIONAL (MS)

La presencia de magnesita asociada con yeso sindeposicional o de precipitación primaria queda principalmente restringida a la Subunidad Y_{LM}-INT y a la Y_{LM}-INF, limitándose a un área muy concreta de la cuenca; siempre se reconoce en asociación con facies de yeso laminado primario.

Se compone de una alternancia de niveles magnesíticos y arcilloso/margoso-magnesíticos con niveles de yeso primario (microselenita, lenticular, y detrítico) (ver

capítulo 4). Las láminas de yeso presentan un tamaño menor o próximo a 1 cm, mientras que las magnesíticas son submilimétricas. En ambos casos, se reconoce una laminación a menor escala. Son abundantes los restos vegetales flotados y orientados. En esta alternancia, se observan truncaciones erosivas a pequeña escala y en el yeso primario, pliegues formados por una competición en el crecimiento de los cristales. Las láminas de magnesita sólo se ven deformadas en ocasiones por el crecimiento desplazativo intrasedimentario de algunos cristales de yeso. En algunos casos, en la magnesita de textura densa y homogénea han podido identificarse grietas de desecación verticales-subverticales.

2. 1. 3. SUBFACIES DE MAGNESITA EN ASOCIACIÓN CON FACIES TERRÍGENAS (MT)

Este tipo de magnesita se encuentra en la transición entre las subunidades L_R -INF/ L_G -INF y la Subunidad Y_{LN} -INF, o en el tránsito vertical entre las subunidades L_R -INF y DM_D -INT en la vertiente Sur de Armantes. Se han diferenciado grupos fundamentales:

Magnesita interlaminada con arcillas (MT_A)

La presencia de magnesita sedimentaria va ligada a un contenido siliciclástico variable (cuarzo+arcillas). Una de las particularidades de este grupo es la presencia de una alternancia de niveles de magnesita/arcillas en diferentes proporciones, formando verdaderos bandeados composicionales (Fig. 5.23 , 5.33 y Lámina I.A), donde la pureza en magnesita puede oscilar entre 0 y 85%. El espesor de láminas es usualmente subcentimétrico y, los colores oscilan desde los blancos y grises claros en términos enriquecidos en magnesita, hasta colores verdes y ocre en términos empobrecidos en magnesita. Se encuentra raramente asociada con niveles finos de arcillas rojas. Este bandeo composicional centimétrico llega a formar niveles de unos 20-30 cm, que se incluyen en secuencias que, a base, tienen tramos métricos de arcillas verdes-grises y, a techo, niveles de yeso cristalino a nodular (Lámina I.B), o niveles calcítico-aragoníticos.

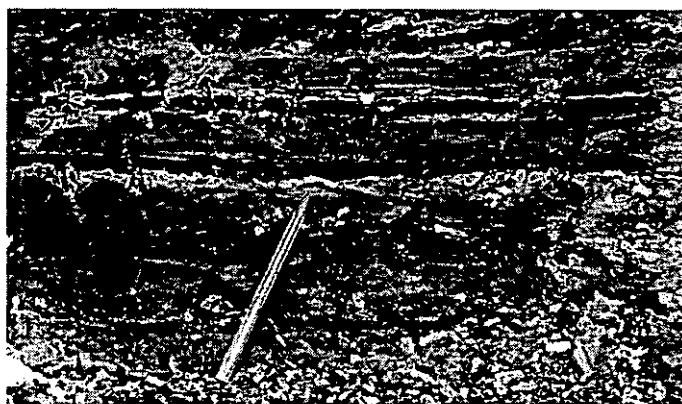


Figura 5.33. Magnesita y arcillas negras-pardas interlaminadas.

Magnesita detrítica (MT_D)

Se encuentra en la zona de tránsito entre la Unidad Inferior e Intermedia en el sector Sur de Armantes, de dos formas principales:

- Asociada a niveles pulverulentos, no cementados, formados por magnesita, filosilicatos y yeso secundario.
- Asociada a niveles arenosos de color ocre.

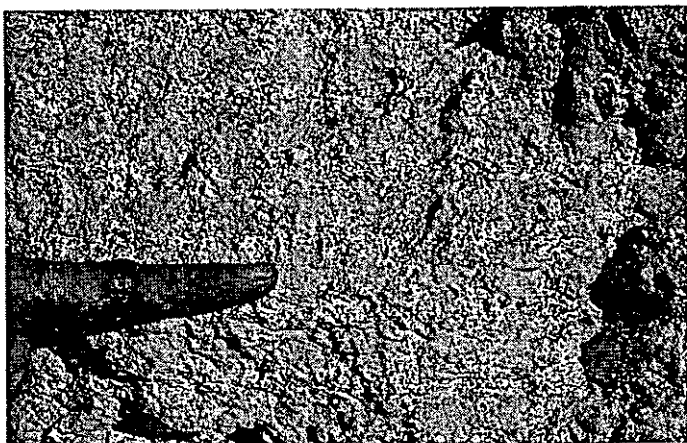


Figura 5.34. Detalle de la textura de los niveles pulverulentos, no cementados, formados por magnesita, filosilicatos y yeso secundario.

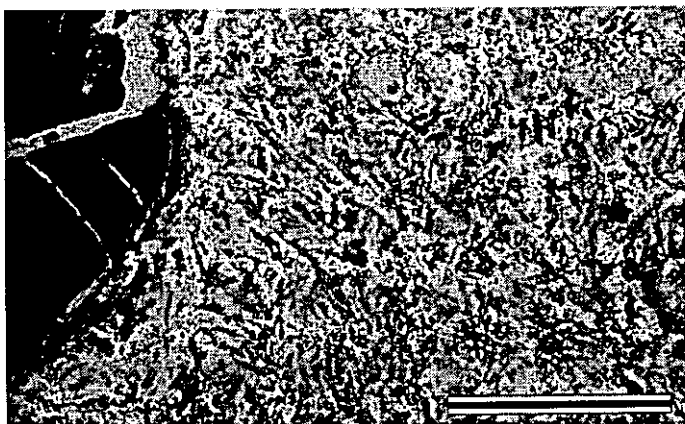


Figura 5.35. Microtextura con clastos magnesíticos en una matriz formada por yeso secundario, donde se aprecian abundantes pseudomorfos de cristales tábulo-rectangulares de anhidrita (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

En el primero de los casos, el aspecto en campo de estos niveles resalta por su pulverulencia y pobre consistencia formando niveles irregulares de hasta unos 70-80 cm de potencia (Fig. 5.34) de textura heterogénea y de color blanco-ocre. En lámina delgada, se observan clastos magnesíticos con *ooid-cracks*, de tamaño submilimétrico, que se encuentran incluidos en una matriz de yeso secundario que pseudomorfiza cristales tábulo-rectangulares de anhidrita, que poseen abundantes relictos arcillosos, terrígenos y/o carbonáticos en posición inter-cristalina (Fig. 5.35).

En el segundo de los casos, se encuentran niveles tabulares de arenisca rojiza cementados por yeso, con unos 20-30 cm de potencia, así como niveles de potencia métrica de hasta 1,80 m, de morfología canalizada y color ocre (Lámina I.C). La magnesita

en ambos niveles es clástica, alcanzando entre un 10-15% del total de los componentes, pudiendo ser diferenciada a macroescala, y acompañándose de abundante carga terrígena (Fig. 5.36).

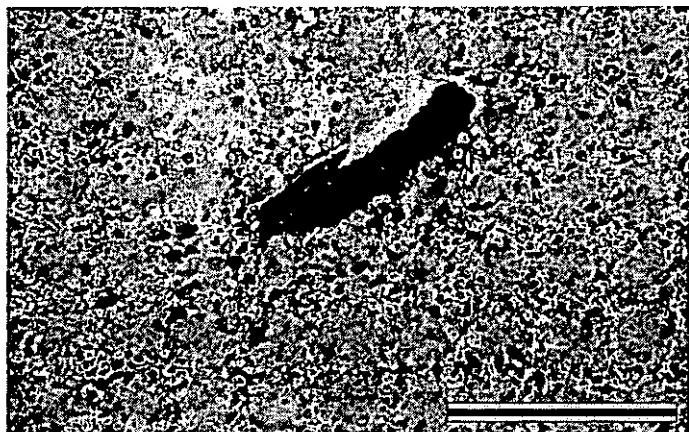


Figura 5.36. Grano de magnesita en una textura arenosa, apreciándose una notable diferencia entre su tamaño y el del resto de componentes clásticos (nícoles paralelos; e. = 2 mm).

2. 2. INTERPRETACIÓN

La magnesita sedimentaria se caracteriza por su presencia en una gran variedad de ambientes deposicionales. Sin embargo, no se han encontrado acumulaciones o depósitos importantes de magnesita asociada a medios actuales o al registro sedimentario, exceptuando los grandes yacimientos magnesíticos de carácter hidrotermal-ultramáfico-metasomático.

La presencia de magnesita en ambientes sedimentarios ha dado lugar a la realización de numerosos trabajos de investigación que han tratado de llevar a cabo una caracterización de medios deposicionales o extraer conclusiones sobre el origen primario o secundario de este carbonato. Entre los trabajos más destacados realizados en medios sedimentarios actuales, cabe resaltar los de Alderman y Von der Borch (1961), Warren (1990) y Last (1992) para lagos costeros salinos, o los de Irion y Müller (1968a), Pueyo e Inglés (1987) y Renaut (1993) en medios continentales lacustres. Del mismo modo, se ha reconocido la existencia de magnesita en series estratigráficas antiguas, tanto pertenecientes a medios marinos (Garber *et al.*, 1990) como continentales (Ilic, 1968; Petrov *et al.*, 1980; Zachmann, 1989; Ordóñez y García del Cura, 1994; Salvany y Ortí, 1994; Spötl y Burns, 1994).

Todos los estudios teóricos y experimentos de laboratorio indican que la precipitación directa de la magnesita se encuentra cinéticamente inhibida en condiciones superficiales, precipitándose en cambio carbonatos magnésicos hidratados termodinámicamente metaestables (Christ y Hostetler, 1970). En la actualidad, no se ha establecido con certeza si la magnesita se genera a partir de carbonatos magnésicos hidratados previos (hidromagnesita y nesqueonita), mediante un reemplazamiento de protodolomita o huntita (Irion y Müller, 1968a; Warren, 1990; Last, 1990), o a partir de dolomita (Zeki y Mutlu, 1996).

Los estudios realizados en ambientes deposicionales actuales con precipitación de carbonatos (Müller *et al.*, 1972; O'Neil y Barnes, 1977; Botz y Von der Borch, 1984; Aharon, 1988) indican que tanto la magnesita, huntita, como carbonatos magnésicos hidratados asociados, como la, nesqueonita, o hidromagnesita, precipitan fundamentalmente a partir de fluidos ricos en Mg y CO_3^{2-} , con una relación molar de Mg/Ca superior a 40.

La identificación de magnesita ligada a facies evaporíticas en diversas cuencas terciarias de la Península Ibérica, como es el caso de Ordóñez y García del Cura (1994) en la Cuenca de Madrid, y Salvany y Ortí (1994) en la Cuenca del Ebro, no ha supuesto la elaboración de estudios de detalle, ni descriptivos, ni genéticos. La presencia de niveles de magnesita en las facies evaporíticas de la Cuenca de Calatayud había sido citada con anterioridad por Rosell y Ortí (1992) y Sánchez-Moral *et al.* (1993). El reconocimiento durante el transcurso de la presente Tesis Doctoral de la magnesita como componente importante de las facies de carácter evaporítico de la cuenca, ha impulsado la realización del estudio particular de las características deposicionales y genéticas.

Magnesita en asociación con yeso postdeposicional.

Como se ha comentado previamente, existen un gran número de referencias sobre la asociación de magnesita sedimentaria (en ambiente marino o continental) en una paragénesis mineral característica de moderada-alta concentración, cuya identificación ha sido usualmente realizada mediante sondeos. En la Península Ibérica, en secuencias sedimentarias muy similares a las de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud, Ordóñez y García del Cura (1994), han descrito en sondeos de la Unidad Inferior Salina de la Cuenca de Madrid la asociación de magnesita (en láminas continuas o intercrystalina) con anhidrita y glauberita. La anhidrita presenta fábricas nodulares-enterolíticas y laminares con una gran variedad de hábitos cristalinos diferentes, mientras que la glauberita, que es la fase salina más abundante de la Unidad, se presenta como cuerpos masivos asociados con magnesita y agregados de cristales de morfología euhedral-discoide inmersos en matriz magnésica. Por otra parte, Salvany y Ortí (1994), en su estudio de los depósitos glauberíticos de Alcanadre, encuentran magnesita en niveles masivos o laminados, de pocos centímetros de potencia, en asociación directa con glauberita y polihalita.

La interlaminación de magnesita con halita/anhidrita ha sido descrita en numerosas ocasiones en la literatura científica, destacando el trabajo de Lowenstein (1982), donde se describen finas laminaciones de anhidrita-magnesita (1 mm-2 cm) en la Fm. Salado de Nuevo México, o el trabajo de Garber *et al.* (1990), que citaron en la Fm. Tansill y Yates de la Cuenca de Delaware (Nuevo México), interlaminados de anhidrita/magnesita en los que la magnesita se da sólo donde la anhidrita abunda, siendo excluyente la presencia de magnesita y dolomita.

Como en otras cuencas ibéricas, nosotros hemos descrito la aparición de magnesita con yeso postdeposicional (procedente de anhidrita-glauberita), apareciendo como facies laminadas, intercristalinas, o como matriz de nódulos de sulfato cálcico. En la Cuenca de Calatayud, la asociación de anhidrita-glauberita con magnesita, y en especial las interlaminaciones finas de anhidrita/magnesita, destacan, por su importancia y presencia en la Unidad Inferior. Laminaciones similares de anhidrita/magnesita han sido descritas por Lowenstein (1982), Ordóñez y García del Cura (1994) y Garber *et al.* (1990).

Magnesita en asociación con yeso sindeposicional.

Mientras que abundan las descripciones de magnesita en asociación con yeso secundario o fases salinas como, anhidrita, glauberita, halita, polihalita, etc..., por contra, las citas sobre la asociación entre yeso primario y magnesita son escasas.

En este sentido, Lowenstein (1982) describió finas alternancias de anhidrita-magnesita en la Fm. Salado de Nuevo México, en las que la anhidrita pseudomorfiza yeso primario que presenta una fábrica verticalmente orientada, con cristales prismáticos o, con evidencias de un retrabajamiento mecánico, dando lugar a ripples. Quizás, una de las descripciones más relevantes de magnesita, con importantes connotaciones de tipo genético, es la realizada por Ergun (1977) en la Cuenca terciaria de Cankiri-Corum (Turquía). Se trata de secuencias rítmicas compuestas de carbonatos (magnesita y dolomita) y yeso interlaminado, tanto de precipitación primaria como secundaria. Cuando el yeso es primario, el carbonato asociado es dolomita, mientras que si el yeso es secundario (procedente de anhidrita), el carbonato asociado es magnesita. En casos en que el yeso primario ha sido alterado solamente de forma parcial a anhidrita, el carbonato asociado es una mezcla de magnesita-dolomita. Ergun (1977) asocia la transformación de yeso a anhidrita con el de dolomita a magnesita, que debe producirse por desecación periódica y anhidritización sinsedimentaria. Así mismo, el yeso secundario tiende a ser nodular, pero las morfologías lenticulares son dominantes, presentando el anubarramiento blanquecino clásico de los procesos de anhidritización. En este sentido, Bush (en com. personal a Ergun) también encuentra en la sabkha costera de Abu-Dhabi, que la magnesita se asocia característicamente con anhidrita de probable origen secundario, mientras que los cristales inalterados de yeso están asociados con dolomita.

Recientemente, Ergun (1988), en el lago salino de Tuz Gölü (Turquía), ha interpretado que la deshidratación de yeso a anhidrita añade fluidos al ambiente que son causantes de la alteración de dolomita, a magnesita y huntita, tal y como ha sido demostrado experimentalmente por Sayles y Fyfe (1973). Ergun (1988) observó a) la existencia de una correlación positiva entre el contenido en anhidrita del yeso, y la cantidad de magnesita, b) cuando la magnesita estaba ausente en los sedimentos, el yeso no incluía anhidrita y c) la presencia de huntita en los sedimentos se correlaciona positivamente con la presencia de magnesita.

INTERPRETACIÓN DE LAS FACIES MAGNESÍICAS DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

Sin duda, como en el caso de la propia dolomita, los mayores interrogantes planteados sobre la genesis de la magnesita sedimentaria recaen en su carácter primario o secundario. Como primera aproximación, recogiendo los criterios de Garber *et al.* (1990), se puede inferir un origen sindeposicional para la magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud, ya que los depósitos se confinan en niveles estratigráficos particulares y continuos, que poseen contactos netos con niveles supra e infrayacentes.

Además de estos criterios estratigráficos, no se han encontrado evidencias o vestigios de una fase precursora como dolomita, calcita HMC, u otros carbonatos magnésicos. Las texturas magnésicas carecen de indicios de recristalización, consistiendo, por lo general, en mosaicos de cristales romboédricos-tabulares densos y homogéneos $< 2 \mu\text{m}$, que reafirman su probable origen primario.

La interpretación sobre el origen de la magnesita en la cuenca es independiente de las texturas descritas, ya que, como en los casos citados, las magnesitas peloidales o con fábricas en islotes constituyen evidencias de la diagénesis temprana de un barro magnésico, que probablemente poseía una textura densa y homogénea en origen.

Las texturas peloidales pueden tener un origen producido por el efecto de cristalización de sales (Bowler, 1973, 1983), anhidrita en este caso, a partir de la evaporación de aguas freáticas salinas que afectan a un sedimento magnésico en un margen lacustre, periódicamente expuesto a una desecación. El crecimiento de sales solubles rompe y disgrega el barro magnésico seco y forma pequeños gránulos que pueden ser posteriormente reabajados en la zona litoral por el agua o viento, o en épocas de subida del nivel del lago (Renaut, 1993), volviéndose subredondeados y generando peloides (Fig. 5.37). Así, las texturas peloidales se han encontrado asociadas a niveles magnésicos con rasgos edáficos, como huellas de bioturbación, *mud-cracks* y grietas circungranulares. Estos rasgos indican un descenso del nivel freático, que implica la exposición, bioturbación y desecación del barro magnésico, con el consiguiente efecto de génesis de peloides. La cristalización y el desarrollo de nódulos de anhidrita entre los peloides, por evaporación capilar desde el freático somero, desplaza de forma centrífuga la fábrica.

La génesis de “fábricas en islotes” (Herrero y Porta, 1987) está simplemente en relación con el desarrollo de nódulos de anhidrita, favorecido por la circulación preferente de aguas a través de poros preexistentes (bioturbación de raíces) en condiciones de flujo no saturado. El carácter reemplazativo del crecimiento de estos nódulos provoca la progresiva eliminación y reducción de los “islotes” magnésicos conforme el proceso avanza.

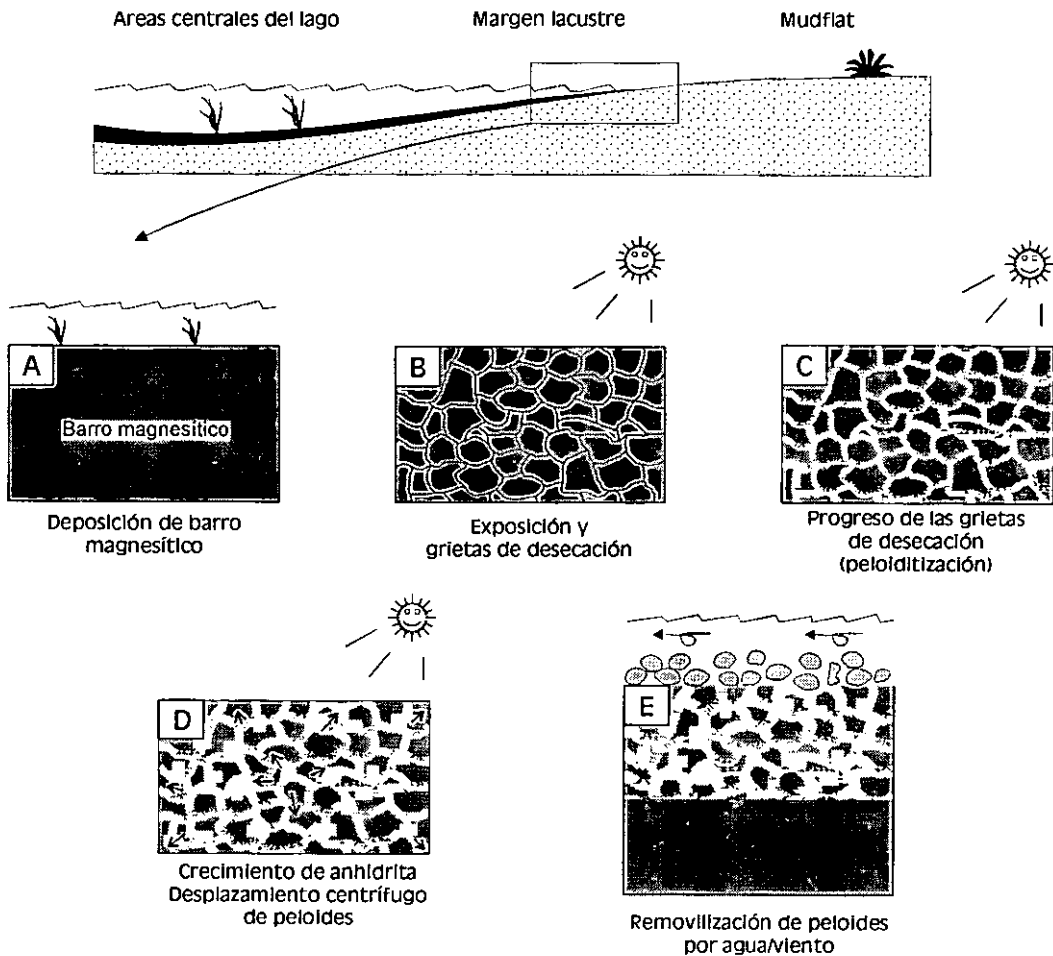


Figura 5.37. Esquema de génesis de las texturas peloidales en la magnesita.

Los materiales magnesíticos en relación con yeso postdeposicional dentro de la Cuenca de Calatayud forman parte de una estrecha asociación anhidrita \pm glauberita/magnesita, común en otras cuencas sedimentarias, donde la propia anhidrita posee, en la mayoría de los casos, un origen primario, o es el producto de procesos de anhidritización tempranos de fases salinas precursoras (glauberita).

Teniendo en cuenta las interesantes observaciones realizadas por Ergun (1977; 1988) y Garber *et al.* (1990), la presencia en la Cuenca de Calatayud de magnesita asociada a yeso sindeposicional, trae consigo una problemática genética. Todos los criterios estratigráficos y petrográficos se encuentran en consonancia con un origen primario para la magnesita, y los procesos de anhidritización sinsedimentaria del yeso (rehidratado en la actualidad) sólo parecen evidentes en los términos de techo de las secuencias de yeso primario/magnesita (Subunidad Y_{LM} -INT), donde aparecen relictos de anhidrita en algunos de los cristales que forman costras microseleníticas. De la misma forma, en estas secuencias, tampoco se encontraron composiciones mixtas dolomítico-magnesíticas, que pudieran ser testigo de un reemplazamiento diagenético dolomita-magnesita. Por todas estas razones, interpretamos un origen primario para la magnesita en asociación con el yeso primario.

Con estos rasgos, la magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud puede ser considerada de precipitación primaria o formada en diagénesis muy temprana a partir de precursores hidratados magnésicos y/o un reemplazamiento de protodolomita o huntita (Irion y Müller, 1968a; Warren, 1990; Last, 1992). El ambiente deposicional de la magnesita es de margen lacustre, bajo lámina somera de agua y sólo sujeto a exposiciones periódicas que originan ciertas texturas peloides y/o detríticas.

Uno de los factores que indudablemente más influyen en la deposición de la magnesita es la composición de la salmuera. Anteriormente hemos indicado la necesidad de una alta relación Mg/Ca para la precipitación de magnesita, así como una alta concentración en bicarbonatos. Una gran parte de los depósitos con magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud consiste en interlaminações con yeso secundario (anhidrita-glauberita), yeso primario, y arcillas, a escala milimétrica-centimétrica. La laminación es controlada por cambios en la concentración del lago salino que, en el caso de las laminaciones finas de anhidrita/magnesita, puede corresponderse incluso con cambios estacionales de la concentración de un lago perenne (Ordóñez y García del Cura, 1994). La precipitación de magnesita es seguida

por un aumento en la concentración del Ca^{2+} , que es retirado en verano por la pre-precipitación de yeso. La hidroquímica de partida de las salmueras, a partir de las cuales se depositaron de forma continua (a menudo cíclicamente) sulfatos cálcico-sódicos y magnesita, debe ser de composición sulfatado sódico-magnésica para el conjunto de Unidad Inferior, con una evolución en la vertical hacia composiciones sulfatado-magnésicas en Unidad Intermedia.

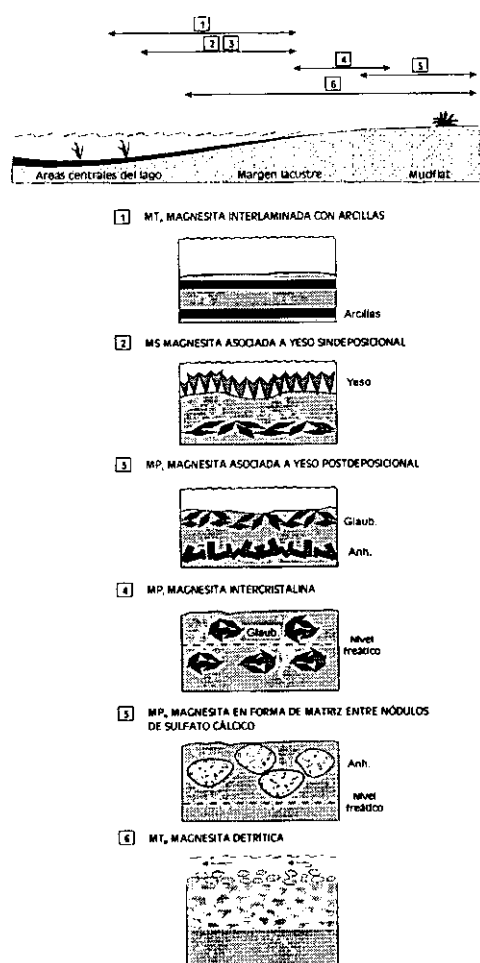


Figura 5.38. Modelo de génesis de las diferentes facies de magnesitas.

Para la interpretación de las subfacies magnésicas anteriormente descritas, se asume en todos los casos la precipitación de magnesita de forma subacuática en márgenes lacustres (Fig. 5.38). Su asociación en secuencias laminadas con yeso secundario procedente de anhidrita/glauberita (Unidad Inferior), o con yeso primario (Unidad Intermedia), se encuentra posiblemente controlada por un carácter estacional, y variaciones en la hidroquímica de la salmuera. Por otra parte, la asociación de magnesita con agregados cristalinos de pseudomorfos de glauberita, o con nódulos de yeso secundario (procedentes de anhidrita), responde a una evolución del sedimento magnésico en

relación con las oscilaciones del nivel de agua del lago en los márgenes, y por tanto de la zona vadosa y freática. En este caso, la influencia estacional no es tan marcada, alcanzando una notable importancia las oscilaciones climáticas mayores y los cambios en la paleogeografía del lago salino.

En períodos con escasa estacionalidad, en que la sobresaturación en sulfato cálcico no llega a alcanzarse, se forman bandedos composicionales (magnesita interlaminada con arcillas, MT_A), donde las arcillas representan fases de avenida-dilución y la magnesita fases de concentración de la salmuera.

En períodos con una estacionalidad más marcada, se originan alternancias de fases en que tiene lugar la precipitación de magnesita, con períodos caracterizados por la precipitación de anhidrita y/o glauberita, cuando se alcanza la sobresaturación en la fase mineral respectiva. La precipitación de estas fases salinas (ver capítulo 4) se produce de forma subacuática preferentemente en la interfase sedimento-agua (magnesita laminada asociada a yeso postdeposicional MP_L). Una variante a este modelo es la precipitación alternante de yeso primario (microselenita y lenticular, con yeso detrítico) con magnesita (magnesita laminada asociada a yeso sindeposicional M_S) en un ambiente deposicional similar al sugerido para la MP_L , aunque con menor salinidad, como corresponde a la paragénesis descrita.

En los casos en que se produce un descenso del nivel de aguas del lago salino, un nivel magnésítico o un tramo integrado por subniveles arcillosos-magnésíticos, puede quedar temporalmente en zona vadosa muy cerca sobre el nivel freático, produciéndose el crecimiento intrasedimentario de cristales euhedrales-discoïdales de glauberita (magnesita intercristalina MP_I).

La permanencia constante en zona vadosa puede provocar una desecación del sedimento, con formación de grietas de desecación, bioturbación inducida por raíces, con fuertes procesos de evaporación capilar y concentración de salmueras intersticiales que dan lugar al crecimiento primario de nódulos de anhidrita que pueden tener un carácter desplazativo-reemplazativo (magnesita en forma de matriz entre nódulos de sulfato cálcico MP_N). En algunos casos, la intercalación de láminas magnésíticas con niveles nódulo-enterolíticos puede responder a una anhidritización temprana de fases minerales salinas precursoras, como glauberita (ver capítulo 4). Un paso más en esta evolución queda marcada por la génesis de peloides favorecida por la exposición subaérea del barro magnésítico. En este caso, los peloides pueden ser incipientemente removilizados por la acción de agua o viento, que llegan a aparecer incluso como clastos en niveles arenosos (magnesita detrítica MT_D). También, los peloides pueden ser afectados por un ligero retoque o removilización por aguas de la zona litoral lacustre, de forma que produce un agregado peloidal suelto, a través del cual, por efecto de capilaridad puede producirse un crecimiento de cristales de anhidrita en condiciones vadosas, que desplaza la fábrica peloidal, siendo posteriormente transformada a yeso secundario.

3. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES CALCÍTICAS (C_B , C_N , C_L , C_T)

3. 1. DESCRIPCIÓN

Como se ha indicado al principio de este capítulo, las litofacies calcíticas pueden tener un origen tanto deposicional como diagenético en la cuenca, siendo la descripción de estas últimas facies el objetivo del capítulo 7. Las litofacies calcíticas deposicionales carecen de representación significativa en la Unidad Inferior, pero se encuentran ampliamente representadas en las subunidades marginales de la Unidad Intermedia, en concreto agrupadas en las subunidades C_B -INT, C_{PG} -INT y en la CB_{PY} -INT, así como en la Unidad Superior (subunidades T_A -SUP y C_L -SUP).

En la Unidad Intermedia, las litofacies calcíticas deposicionales encuentran un mayor desarrollo en los sectores meridionales del área de estudio, así como en el sector central-oriental y en las cotas más altas de la Sierra de Armantes. Se componen principalmente de facies masivas, bioclásticas, tobas de caráceas, y carbonatos nodulosos. En la Unidad Superior, las litofacies calcíticas deposicionales se reconocen casi exclusivamente en el Bloque Sur-Páramo, constando de facies tobáceas autóctonas y facies de removilización o tobas de caráceas.

Las principales subfacies definidas son:

- a) Subfacies de calizas bioclásticas y calizas con gasterópodos (C_B)
- b) Subfacies de calizas nodulosas (C_N)
- c) Subfacies de calizas laminadas con gasterópodos y caráceas (C_L)
- d) Subfacies de calizas tobáceas (C_T)

3. 1. 1. SUBFACIES DE CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y CALIZAS CON GASTERÓPODOS (C_B)

Esta subfacies posee una amplia representación en toda la cuenca, en el sector SE del Bloque Sur-Páramo, se encuentra en estrecha relación con la Subunidad C_B -INT, y en el sector central-oriental (área de Los Cerrillares-Barranco de Cortasogas) en relación con la Subunidad C_{PG} -INT. La presencia de esta subfacies en otras subunidades, como la CB_{PY} -INT es meramente anecdótica.

Generalmente, consiste en niveles de morfología tabular de un color ocre-beige y de una potencia entre 10 y 50 cm, que a menudo, son ricos en gasterópodos. Los niveles se encuentran alternando con intercalaciones margosas finas. Presentan un grado de recristalización moderado, que es más intenso hacia techo de las subunidades en que se

encuentra. De visu, las texturas no recrystalizadas son por lo general granudas, porosas, y pulverulentas con huellas de raíces. Se reconocen silicificaciones de escaso desarrollo, centimétricas e irregulares, o de forma más acentuada, en niveles intensamente bioturbados. En ocasiones, los niveles carbonáticos destacan por morfologías irregulares y sinuosas o geometrías de canal laxo que se rellenan con secuencias de colmatación con carbonatos nodulosos a techo. Los canales pueden presentar morfologías de acreción lateral. Los niveles poseen a menudo laminación paralela e incluso ripples de corriente. Algunas capas toman una apariencia nodulosa, e incluso brechoide cementada, con base y techo irregular.

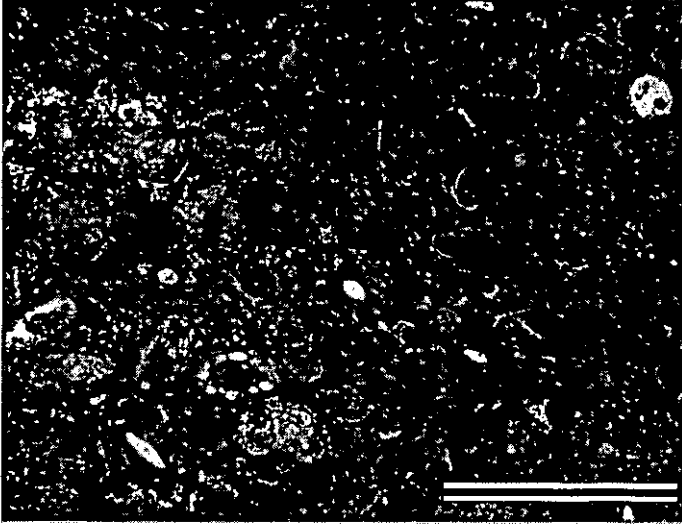


Figura 5.39. Biomicritas con bajos porcentajes de terrígenos (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

En lámina delgada, se aprecia una gran heterogeneidad textural aunque las texturas más frecuentes son biomicritas homogéneas (Fig. 5.39), con bajos porcentajes de terrígenos tamaño limo (< 2%). A menudo, las texturas micríticas presentan gradaciones, por recrystalización, a microesparita. El grado de cementación es por lo general bajo. Las porosidades son usualmente bajas, siendo un factor básicamente dependiente del contenido en bioclastos (poro-

sidad moldica), o de la presencia local de huellas de raíces, pudiendo alcanzar en este caso hasta un 10-30%. El porcentaje de restos fósiles en el conjunto de la roca puede ascender hasta un 50%. En ocasiones, la micrita cobra una textura ligeramente grumoso-peloidal, e incluso arborescente, en relación con fábricas de origen algal. Los restos fósiles se presentan con diferente grado de conservación, y destaca la escasez de grupos representados: gasterópodos, ostrácodos, caráceas y estructuras algales. En algunos casos se observa a escala microscópica una estructura interna laminada en la que diferentes restos (ostrácodos y caráceas) aparecen orientados paralelamente a la laminación. Los restos fósiles identificados son:

1- Tallos y oogonios de caráceas

La acumulación preferente de restos de carófitas puede generar texturas *packstone-grainstone* con abundante porosidad interpartícula y móldica, aunque las texturas más comunes son micríticas con restos dispersos de caráceas. Se identifican secciones transversales de tallos de caráceas con un diámetro medio de 100-125 μm , así como secciones longitudinales y oblicuas, a veces con una marcada orientación paralela al substrato, acompañándose en este caso de mayor porcentaje de terrígenos.

2- Gasterópodos y ostrácodos

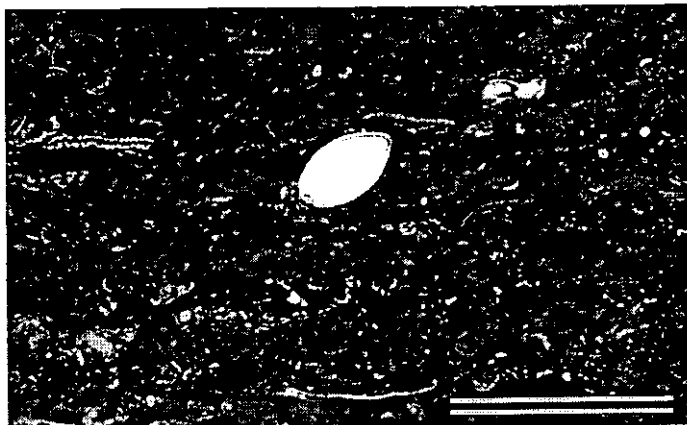


Figura 5.40. Biomicrita con ostrácodos enteros y fragmentados (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

Son componentes comunes de esta subfacies, encontrándose fragmentados o enteros con diferente grado de conservación. A menudo, los ostrácodos, de hasta 400 μm de longitud, (Fig. 5.40) se encuentran orientados según la horizontal. Los gasterópodos presentan una gama muy variada de tamaños, y a menudo son los únicos fósiles que se pueden encontrar en asociación con texturas micríticas.

3- Formaciones tobáceas y algales

En esta subfacies, resulta común la existencia de estructuras tobáceas, es decir precipitados esparíticos generados alrededor de soportes vegetales, que frecuentemente se encuentran fragmentados, incorporándose a la matriz en forma de un agregado disperso de cristales esparíticos, mono o policristalinos con morfologías euhedrales (toba detrítica, Pedley 1990). De la misma forma se han encontrado texturas micríticas arborescentes, así como fragmentos esparíticos policristalinos de tamaños no superiores a las 500 μm , a veces formando rosetas de cristales de calcita con bordes redondeados y corroidos. El origen bioinducido de estos agregados policristalinos queda patente con la localización de trazas de tricomas algales con un diámetro menor de 10 μm y que se disponen irradiando desde un punto central.

3. 1. 2. SUBFACIES DE CALIZAS NODULOSAS (C_N).

Esta subfacies se encuentra básicamente representada en el Bloque Sur-Páramo, y de forma secundaria en la parte alta de la Sierra de Armantes. En el primer sector citado, esta subfacies se localiza en posiciones estratigráficas muy concretas:

- 1) A techo de la Unidad Intermedia, los niveles nodulosos de esta subfacies forman un tramo muy irregular, de potencia muy variable, aunque suele oscilar en torno a los 3 m. Este tramo noduloso constituye un nivel correlacionable en buena parte de las secciones del sector central-meridional del Bloque Sur-Páramo.

- 2) A base de la Subunidad T_A-SUP de la Unidad Superior, se encuentra un nuevo tramo compuesto de niveles de carbonato noduloso, que se caracteriza por una alta irregularidad y una potencia variable entre los 5 y 10 m, siendo del mismo modo correlacionable a lo largo de una gran parte de los afloramientos del Bloque Sur-Páramo.

En campo, esta subfacies se distingue por tramos de extensión lateral muy variables, alcanzando hasta un máximo de 10 m de potencia, que se caracterizan por una estructura nodular muy marcada, que impide en muchos casos la diferenciación de subniveles (Fig. 5.41). La caliza nodulosa se encuentra altamente recrystalizada y presenta tonalidades amarillentas, ocre o blanquecinas que la hacen fácilmente distinguible. El contenido en terrígenos es muy variable, con términos muy enriquecidos en terrígenos, y en ocasiones, oncoides cementados de morfología esférica (núcleo terrígeno) y diámetros medios de 3 cm.

En lámina delgada, las texturas son frecuentemente micríticas-grumelares, con abundantes grietas de desecación, grietas circungranulares (*ooid-cracks*), y bioturbaciones de raíces que se relacionan con procesos de pseudomicrokarst, que en conjunto generan un aspecto brechoide. Son comunes los procesos de cementación esparítica microcristalina, tanto de grietas circungranulares (Fig. 5.42), como de trazas de raíces, así como la génesis de cementaciones que aportan criterios geopetales. Las huellas de raíces suelen quedar recubiertas por películas micríticas. En ocasiones, se han observado texturas micríticas con gradaciones a microesparita.



Figura 5.41. Detalle de caliza nodulosa altamente recrystalizada.

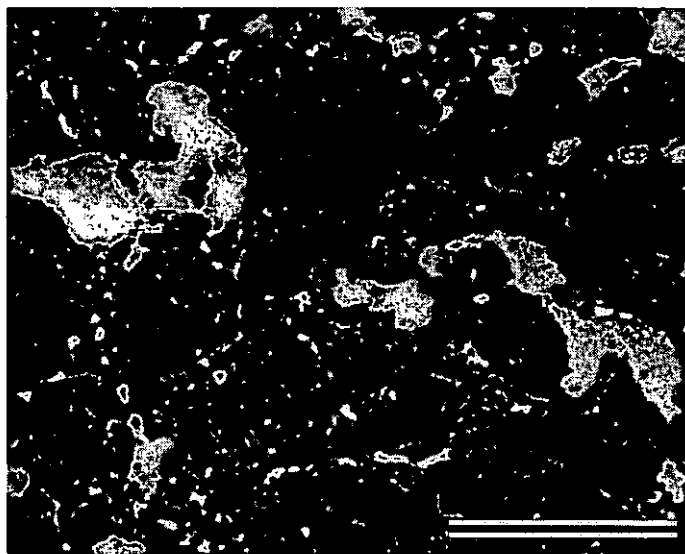


Figura 5.42. Texturas micrítico-grumelares con grietas circungranulares (*ooid-cracks*) (nócleos paralelos; e. = 2 mm).

En las muestras con menor porcentaje de terrígenos (1-2%), pueden encontrarse fragmentos de gasterópodos y bivalvos. La porosidad alcanza entre un 10-25 % y está concentrada en poros de morfologías circulares y elongadas, debidos a bioturbaciones de raíces. Se observan frecuentes óxidos de hierro, así como fantasmas de yeso micro-mesolenticular. En los términos más ricos en terrígenos, asociados a algunos niveles de gravas, se llegan a reconocer oncoides de morfología esférica y núcleo terrígeno, que se acompañan de clastos algales, e incluso monocristales euhedrales esparíticos, procedentes de la disgregación de formaciones tobáceas.

3. 1. 3. SUBFACIES DE CALIZAS LAMINADAS CON GASTERÓPODOS Y CARÁCEAS (C_N)

Esta subfacies resulta fácilmente identificable, tanto por su peculiar estructura finamente laminada, como por alta disgregabilidad, abundante porosidad y escasa densidad. Es la subfacies principal de la Subunidad C_LSUP. Se observa solamente en áreas de colapso o subsidencia sinsedimentaria de la Unidad Superior, en el Bloque Sur-Páramo, en concreto en las cercanías de las localidades de Maluenda, Velilla de Jiloca, y Belmonte de Gracián.

Esta subfacies se caracteriza por niveles de morfología tabular de unos 10-15 cm de potencia que, en ocasiones, definen morfologías canalizadas muy laxas (Fig. 5.43). Su principal rasgo es la presencia de una laminación paralela muy bien marcada (Fig. 5.44). En ocasiones, entre las diferentes capas, se localizan formaciones tobáceas autóctonas, de pobre continuidad lateral, o niveles de desarticulación tobácea. Presentan un marcado color blanco a ocre, y destacan por su fragilidad, porosidad, bajo peso, y fácil disgregación, rasgos que están ligados a una ausencia de cementación carbonática, así como de procesos de recristalización.



Figura 5.43. Aspecto general de los niveles tabulares con morfologías canalizadas muy laxas.

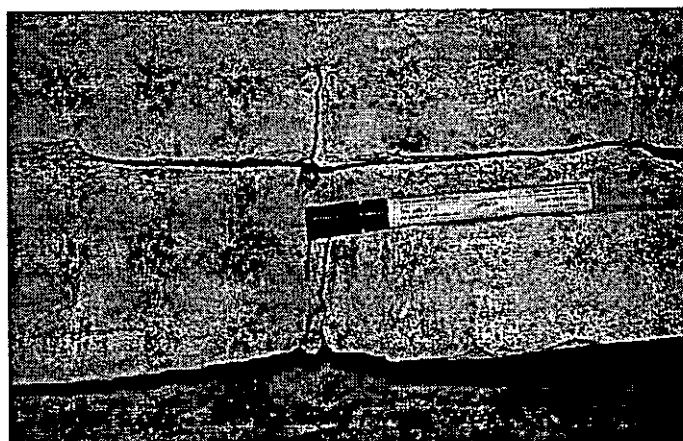


Figura 5.44. Detalle de la fina laminación paralela.

A macroescala, pueden diferenciarse gasterópodos espiralados que se conservan íntegros, y en la mayoría de los casos conservan su concha y opérculos. Del mismo modo, se aprecian una gran densidad de microtúbulos producidos por tallos de carófitas.

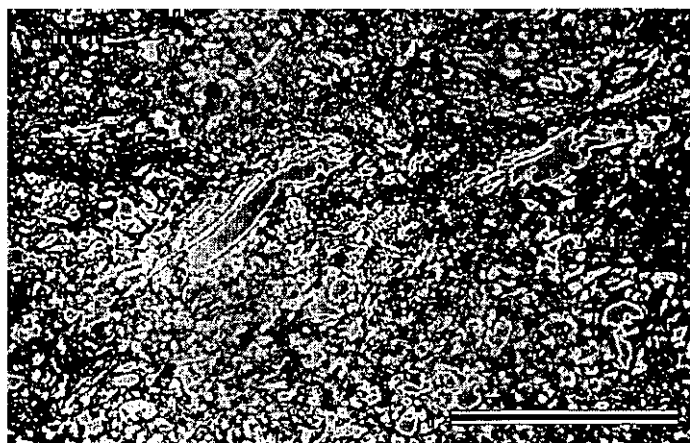


Figura 5.45. Textura packstone-grainstone compuesta básicamente por tallos y oögonios de carófitas, apreciándose secciones longitudinales (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

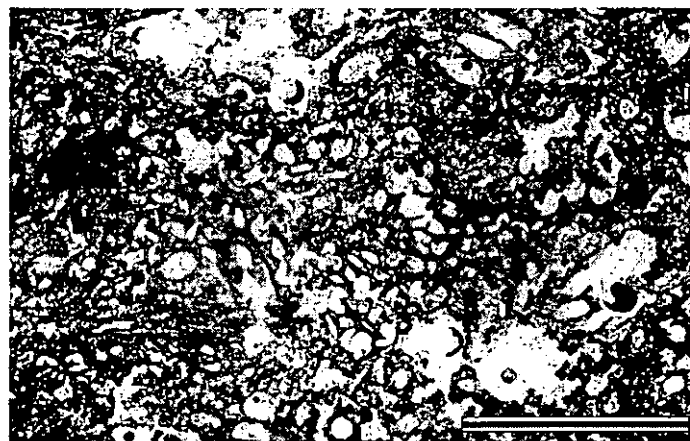


Figura 5.46. Textura packstone-grainstone con tallos y oögonios de carófitas fragmentados (nícoles paralelos; e.= 2mm).

En lámina delgada, se observa en la mayoría de los casos una textura *packstone-grainstone* (Figs. 5.45 y 5.46) bioclástica, con bajos porcentajes de terrígenos, compuesta básicamente por tallos y oögonios de carófitas, con gasterópodos y ocasionalmente ostrácodos. La abundancia de secciones longitudinales y/o transversales de carófitas marca una orientación preferencial de deposición, que generalmente es un apilamiento según la horizontal, paralelo a la estratificación. Los diámetros de las secciones de tallos de caráceas son variables, aunque su tamaño medio oscila alrededor de unas 200 μm . Las calcificaciones de tallos de caráceas se caracterizan por una cubierta interna micrítica y una externa esparítica (10-50 μm) que es fácilmente disgregable, produciendo componentes euhedrales esparíticos. La porosidad es muy abundante (preferentemente mesoporos), alcanzando en ocasiones más del 50% de la

muestra. El tipo de porosidad es mayoritariamente móldico e intrapartícula. El grado de cementación es muy bajo, reduciéndose a pequeñas acumulaciones microesparíticas-esparíticas de probable origen diagenético temprano en posición interpartícula. Se ha observado una correlación positiva entre el tanto por ciento de matriz micrítica y el grado de conservación de las secciones de carófitas.

3. 1. 4. SUBFACIES DE CALIZAS TOBÁCEAS (C_T)

La Cuenca de Calatayud contiene una serie de materiales tobáceos-fluviolacustres carbonáticos, incluidos en la Subunidad T_A-SUP de la Unidad Superior, que han carecido hasta el presente momento de un estudio particular; sólomente, se han realizado descripciones en trabajos sobre la geología general de la cuenca, como los más recientes de la J.E.N. (1980), o Tena y Mandado (1984).

Dentro del grupo de litofacies tobáceas (Subunidad T_A-SUP), hemos diferenciado dos tipologías de facies básicas en función de los criterios genéticos del depósito; el primer grupo queda definido por depósitos tobáceos autóctonos (edificios fitohermales), mientras que el segundo grupo se corresponde con los depósitos formados por la propia desarticulación de los edificios tobáceos autóctonos produciendo tobas oncolíticas, fitoclásticas, e intraclásticas.

En las siguientes descripciones, se utiliza la nomenclatura de Pedley (1990), que realiza una clasificación de las tobas calcáreas con una revisión de modelos ambientales, redefiniendo y compilando observaciones petrológicas de los trabajos previos de Buccino *et al.* (1978), Ordóñez y García del Cura (1983) y Chafetz y Folk (1984).

Edificios fitohermales o depósitos tobáceos autóctonos (C_{TA})

En las secuencias sedimentarias estudiadas, los materiales que comprenden esta subfacies presentan una amplia variabilidad textural y estructural. Los depósitos tobáceos autóctonos, fácilmente caracterizables por sus texturas porosas y esponjosas, presentan diferentes rangos de tamaños y extensión, desde pequeñas construcciones de escala centimétrica hasta grandes edificios tobáceos. En la gran mayoría de los casos, los depósitos tobáceos autóctonos se asocian lateralmente, dentro de un mismo nivel, con depósitos de desarticulación tobácea.

Esta facies se reconoce preferentemente dentro de los primeros metros de la Subunidad T_A-SUP de la Unidad Superior, con especial incidencia en la parte central-noroccidental del Bloque Sur-Páramo. Aunque la presencia de depósitos tobáceos autóctonos de pequeña y media escala es muy frecuente en la citada subunidad, los grandes edificios tobáceos sólomente han sido preservados en el área de Velilla de Jiloca-Maluenda, Fuentes de Jiloca y Belmonte de Gracián.

Las fábricas tobáceas son reconocibles por su textura porosa con morfologías de calcificación de soportes vegetales, formaciones de tipo pseudoestalactítico, o tapices algales. En afloramiento, los fitohermos se caracterizan por ser niveles de morfología canalizada muy laxa, limitados lateralmente, o en niveles tabulares de 0,5-0,8 m de potencia y gran extensión lateral que presentan un alto grado de mezcla con facies tobáceas detríticas. Los grandes edificios tobáceos siempre constituyen macroestructuras

canalizadas que pueden alcanzar entre 100 y 200 m en sección transversal, y una potencia de 11-12 m, como se observa en la localidad de Velilla de Jiloca.

En general, las formaciones tobáceas se caracterizan por la incrustación en calcita de tallos de macrofitas con diámetros usualmente menores de 1 cm, aunque se han reconocido máximos de 3-4 cm. Los tallos calcificados se distinguen generalmente dentro de un mismo nivel definiendo diferentes superficies de crecimiento vegetal. La longitud máxima de los tallos preservados es de 10-15 cm y pueden presentarse tanto en posición de vida (vertical) (Fig. 5.47) como orientados de forma paralela al substrato, marcando direcciones de flujo. En los grandes edificios tobáceos, las texturas se diferencian por su marcado color ocre-rojizo debido en muchos casos a la existencia de una matriz terrígena (cuarzo+arcillas) entre túbulos calcificados.

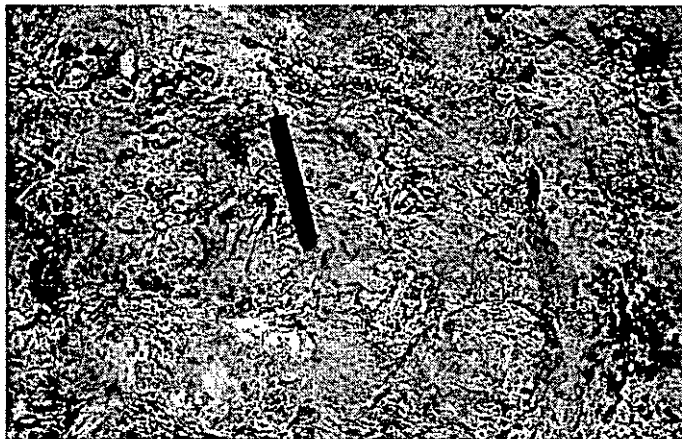


Figura 5.47. Aspecto general de tallos calcificados en posición de vida en un nivel tobáceo.

En lámina delgada, se diferencian recubrimientos calcíticos alrededor de soportes vegetales de tamaño < 1cm. Estos recubrimientos están formados por una alternancia de bandas esparíticas y films micríticos, siendo dominantes los primeros. Las morfologías externas corresponden a formas globosas caracterizadas por terminaciones romboédricas cristalinas con un tapiz externo micrítico. El soporte vegetal alrededor del cual se inició el crecimiento de calcita puede quedar hueco después de su desaparición o ser cementado (cemento microcristalino o esparítico). Las bandas esparíticas (Fig. 5.48) presentan un espesor de unas 250-500 μm , con otras bandas menores de 50 μm , impurezas y films micríticos. En ocasiones, las bandas micríticas son más anchas, reconociéndose texturas arborescentes, estructuras trombolíticas (Aitken, 1967), o microdomificaciones, en apariencia discontinua, cuyo recu-

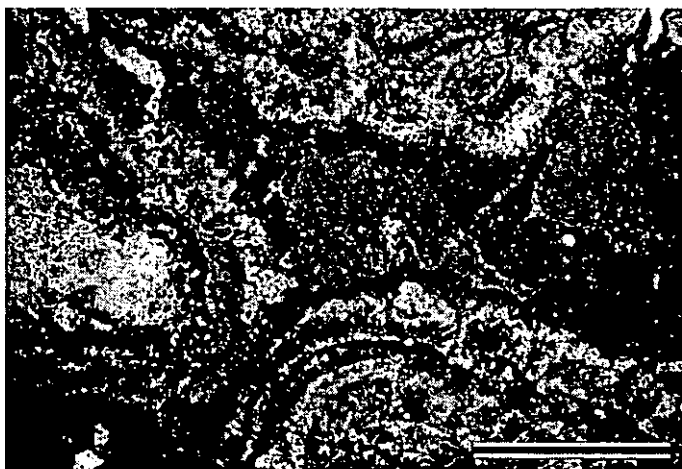


Figura 5.48. Textura tobácea. Alternancia de bandas esparíticas y micríticas en la calcificación de un soporte vegetal (nícoles paralelos; escala = 2mm).

brimiento posterior proporciona aspectos botroidales a las superficies externas. Es frecuente distinguir filamentos algales divergentes, como inclusiones en los cristales esparíticos. Las terminaciones cristalinas suelen quedar marcadas por morfologías lobuladas.



Figura 5.49. Matriz micrítica rica en terrígenos (limo y arcillas) de las texturas tobáceas, con grietas de desecación (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

La matriz se distingue por una micrita muy rica en terrígenos (limo y arcillas) con grietas de desecación que han sido posteriormente cementadas por esparita. (Fig. 5.49). Así, nuestro estudio de los edificios fitohermales se centra en los grandes depósitos de Velilla de Jiloca y Belmonte de Gracián, que se caracterizan por una amplia variedad de componentes y estructuras típicas tobáceas que son representativas del conjunto estas facies tobáceas en la cuenca.

EDIFICIOS FITOHERMALES DE VELILLA DE JILOCA

El estudio sedimentológico de estos grandes edificios tobáceos ha sido llevado a cabo con ayuda de las secciones estratigráficas *Vel-1* y *Vel-3*, así como de múltiples observaciones realizadas en el sector existente entre la primera de ellas y la sección Mal. En los afloramientos referidos, la apertura del valle hace posible la observación en sección transversal de una gran morfología canalizada, de dirección subparalela a la directriz fundamental de cuenca (NO-SE), que se extiende lateralmente por 100-200 m. y su relleno posee una potencia máxima de 11-12 m. Entre las localidades de Velilla de



Figura 5.50. Aspecto de la terminación lateral del canal de Velilla de Jiloca, apreciándose su carácter erosivo sobre los materiales infrayacentes.

Jiloca y Maluenda (paraje de la Torreta, Valle del Jiloca) puede continuarse la estructura del canal en una sección longitudinal. El edificio tobáceo de Velilla de Jiloca constituye el mayor depósito tobáceo autóctono localizado en la Unidad Superior de la Cuenca de Calatayud. Su morfología transversal es canalizada con carácter erosivo sobre los materiales infrayacentes (Fig. 5.50).

Los materiales calcáreos previos al relleno tobáceo de canal forman niveles de entre 0,5-1 m de potencia, con morfologías más o menos tabulares, aunque normalmente con techo algo sinuoso. Son niveles recrystalizados, de tonalidades ligeramente violáceas a ocre, que presentan abundantes moldes de pequeños gasterópodos y tallos de caráceas con un cierto grado de fragmentación. También, de forma difusa, se aprecian texturas típicas de crecimientos tobáceos autóctonos de tamaño centimétrico.

Como se aprecia en la columna *Vel-3*, que se ha realizado en el sector en que el edificio tobáceo presenta mayor potencia, se pueden diferenciar tres tramos de relleno de canal, siendo el inferior de predominante carácter terrígeno y los dos superiores de carácter carbonático (Fig. 5.51).

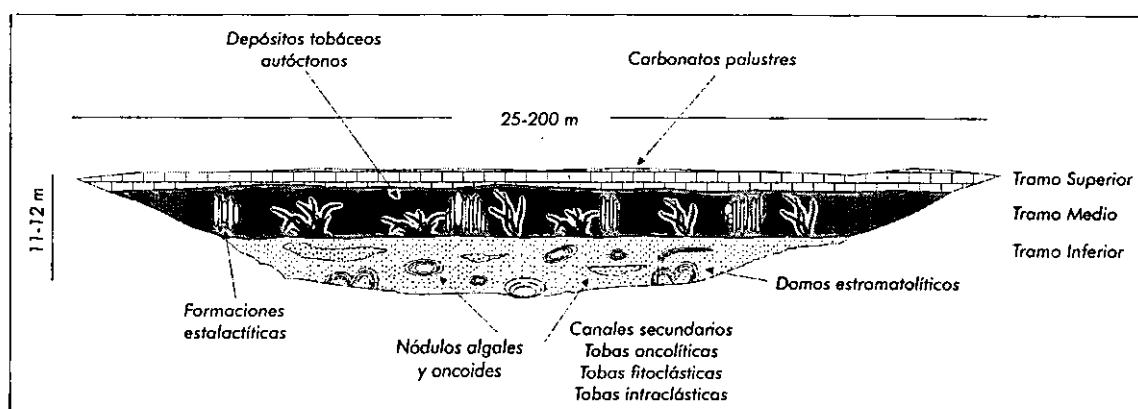


Figura 5.51. Esquema con los tres tramos de relleno del canal de Velilla de Jiloca.

Tramo Inferior

Presenta 5 m de potencia en la parte central del canal. El tránsito entre el material infrayacente, que no está recrystalizado en los últimos 80 cm, y los materiales de este tramo, es neto. Así, se diferencian diversos niveles conglomeráticos de matriz blanquecina a rojiza, con clastos angulosos-subangulosos de cuarcita y pizarra que poseen tamaños medios variables desde 1-1,5 cm hasta 4-5 cm (centil 20 cm) que se presentan mal seleccionados, clasificados y formando un depósito no estructurado, caótico. Los clastos quedan pobremente sostenidos, bien por una matriz lutítico arenosa, o bien por una matriz calcárea formada por fragmentos de desarticulación tobácea de tamaño arena. Hacia la base del canal, se han reconocido domos algales-estromatolíticos que llegan a tener una longitud próxima a 1 m, y que presentan una morfología bulbosa, marcada por laminaciones concéntricas que cierran a la base. El núcleo de los domos estromatolíticos y nódulos algales asociados consiste, por lo general, en incrustaciones en calcita de macrofitas-hidrofitas. En ocasiones, las laminaciones concéntricas engloban nódulos algales de tamaño medio.

La parte inferior de este tramo es menos carbonatada que la superior, con mayor abundancia de terrígenos. En la zona de tránsito entre ambas partes, comienzan a distinguirse terrígenos con envueltas calcíticas y finos niveles arenosos. Hacia el techo, se observa algún pequeño canal fitoclástico (Fig. 5.52) producto de la removilización de tobas autóctonas. La parte superior es muy carbonatada y la matriz es carbonática arenosa, y aparecen colonias tobáceas (in situ) de 15-30 cm, que pasan lateralmente a terrígenos, clastos algales y fitoclastos. Se aprecia una estratificación mal definida con acuñamientos y cicatrices erosivas marcada por cambios de facies entre tobáceas autóctonas y sus productos de removilización.



Figura 5.52. Detalle de canal fitoclástico con productos de removilización de formaciones tobáceas autóctonas en el tramo inferior.

Localmente, cuando el porcentaje en matriz carbonática es alto, el depósito queda cementado, presentándose más cohesivo, y se encuentran nódulos algales (cianoides, en el sentido de Riding, 1983) esféricos-cilíndricos dispersos que alcanzan en ocasiones tamaños superiores a los 30 cm. Estos nódulos algales presentan dos clases de tamaños (o modas): una de 20-30 cm y otra de 3-4 cm. Las concentraciones de nódulos algales llegan a desaparecer lateralmente. Hacia el techo del tramo, se reconocen niveles formados por restos de desarticulación tobácea, así como pequeños edificios tobáceos in situ de unos 20 cm, y nódulos algales aislados y fragmentados.

Tramo Medio

Presenta 4.40 m de potencia máxima, y constituye realmente el fitohermo tobáceo o las facies tobáceas autóctonas formadas por una incrustación de soportes vegetales (macrofitas e hidrofítas) con un diámetro medio de 5 mm y una longitud máxima de túbulos de 10 cm. Estos pueden encontrarse erguidos en posición de vida, o bien tumbados con orientaciones paralelas al sustrato, donde localmente han podido medirse direcciones de flujo próximas a la N-S. Este tramo se separa del tramo detrítico inferior mediante una discontinuidad muy bien marcada (Fig. 5.53), que en ocasiones se encuentra recubierta por un pavimento algal formado por una

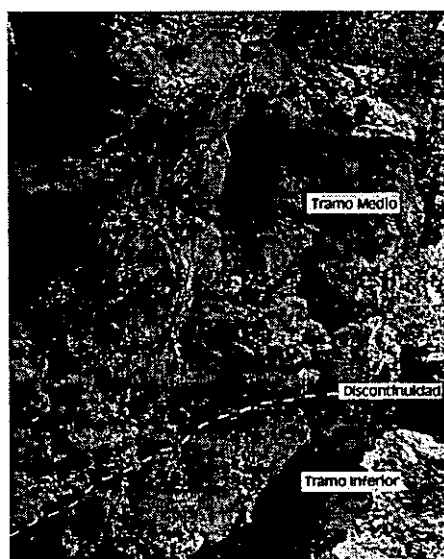


Figura 5.53. Discontinuidad que separa el tramo medio del detrítico inferior.

sucesión milimétrica de capas de calcita. En la parte más alta de este tramo se reconocen formaciones pseudoestalactíticas características de tobas en cascada, y que se extienden en gran parte del tramo (Fig. 5.54). Las pseudoestalactitas están formadas por elementos



Figura 5.54. Formaciones pseudoestalactíticas del tramo medio.

individuales de crecimiento espeleotémico con un núcleo hueco perteneciente a un soporte vegetal inicial. El último metro dentro del tramo, presenta una textura más masiva, recrystalizada y cementada con la parte inferior caracterizada por texturas porosas tobáceas y tonalidades rojizas-anaranjadas.

Tramo Superior

Tramo de 1,40 m de potencia que se caracteriza por una base lutítica parcialmente carbonatada. El metro superior se presenta como un nivel noduloso de morfología altamente irregular, y cuya potencia disminuye lateralmente. Este carbonato se encuentra recrystalizado, presenta tonalidades amarillentas-blancuecinas, y se pueden apreciar en él, oncoides de pequeño tamaño (1-2 cm de diámetro), además de diversos fragmentos tobáceos.

EDIFICIOS FITOHERMALES DE BELMONTE DE GRACIÁN

Representado en la serie estratigráfica *Bel-4*, se encuentra en el área de colapso de Belmonte de Gracián, a techo de una secuencia estratigráfica fluviolacustre-tobácea. Se observa aquí una morfología canalizada que lleva aproximadamente la dirección longitudinal de la cuenca (NO-SE) a ambos lados del Barranco de San Roque. El canal se extiende lateralmente unos 30-40 m, con una potencia máxima de 8 m (Fig. 5.55) distinguiéndose una base marcadamente erosiva sobre niveles calcáreos tabulares

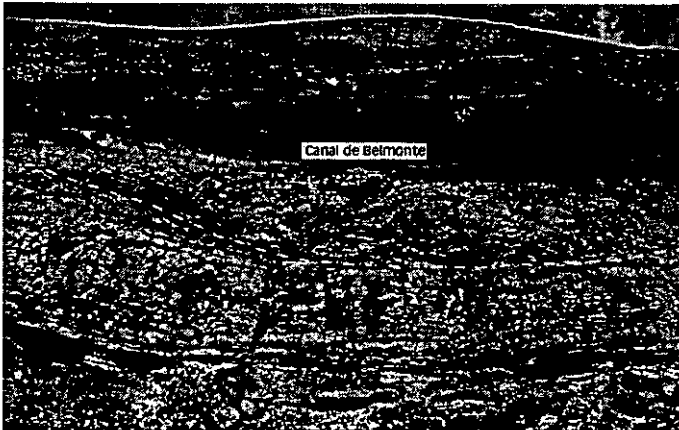


Figura 5.55. Aspecto general del canal de Belmonte de Gracián.

infrayacentes altamente recrystalizados. La distribución de facies dentro del canal es bastante heterogénea, quedando uno de los sectores laterales dominado por domos algales estromatolíticos y, el otro sector, por facies de removilización tobácea, debido posiblemente a la migración lateral del canal. La base del canal está marcada de forma

neta por la presencia de carbonatos detríticos, formados por tobas fitoclásticas y oncolíticas. No existe aquí el desarrollo de edificios tobáceos autóctonos de potencia métrica, como en el caso de Velilla de Jiloca, aunque dentro de la propia secuencia de relleno de canal, se observa una evolución desde facies de marcado carácter detrítico a base, hacia una sucesión en la que alternan episodios con desarrollo de tobas autóctonas, con otras que implican el dismantelamiento de las mismas. Como se ha indicado anteriormente, la estructuración interna del relleno de canal no queda muy definida ya que la presencia hacia un margen del canal de domos estromatolíticos de grandes dimensiones (algunos superiores a 1 m) rompe con la horizontalidad inicial del depósito.

Tobas oncolíticas, fitoclásticas, e intraclásticas (C_{TO} , C_{TF} , C_{TI})

Como se indicó con anterioridad, se ha adoptado la nomenclatura de Pedley (1990) para la clasificación de tobas calcáreas, que incluye también los términos detríticos presentes en sistemas tobáceos. Así, se utilizarán, de acuerdo con este autor, los siguientes términos:

- Toba Oncolítica (C_{TO}) (término equivalente a "oncolitos" de Ordóñez y García del Cura, 1983): toba compuesta de oncoides con morfologías cilíndrico-esféricas. Las morfologías esféricas serían típicas de ríos, mientras que los cilíndricos-esferoidales son típicos de un régimen de flujo denso, o formas de crecimiento libre en condiciones estáticas.

- Toba fitoclástica (C_{TF}) (término equivalente a las "facies de tubos cruzados" de Ordóñez y García del Cura, 1983): depósito clástico que consiste en fragmentos de cementos e incrustaciones carbonáticas de material vegetal, que típicamente forma una fábrica grano-soportada. Los fitoclastos se cementan generalmente de forma posterior a la sedimentación.



Figura 5.56. Toba fitoclástica.

- Toba Intraclástica (C_{TI}) (término equivalente a "facies de toba detrítica" de Ordóñez y García del Cura, 1983): se compone de fragmentos tobáceos de tamaño limo-arena formados por la rotura de cementos tempranos y construcciones tobáceas autóctonas.

Estos tres tipos de depósitos tobáceos representan facies clásticas de removilización de depósitos tobáceos autóctonos a partir de los cuales se alimentan. Por lo general, la eficacia de transporte es baja, exceptuando los niveles canalizados oncolíticos cuyo núcleo queda integrado por fragmentos terrígenos, que son más abundantes hacia la base de la Subunidad T_A-SUP. Estos tipos tobáceos se encuentran asociados a niveles canalizados de base erosiva de desigual potencia (desde unos cms hasta 1,5 m), o bien en niveles de base y techo planoparalelos de menor potencia (0,5-1 m) (Figs. 5.56 y 5.57). Usualmente, se observan estructuras de flujo (laminaciones paralelas, estratificaciones cruzadas, grano-selección) (Fig. 5.58). Resulta frecuente encontrar las facies clásticas ligadas lateral o verticalmente a depósitos tobáceos autóctonos de diversa entidad. No existen términos oncolíticos, fitoclásticos, o intraclásticos puros sino materiales mixtos con una amplia variedad textural (*wackestone-grainstone*), a veces con altos porcentajes de terrígenos.



Figura 5.57. Toba oncolítica.

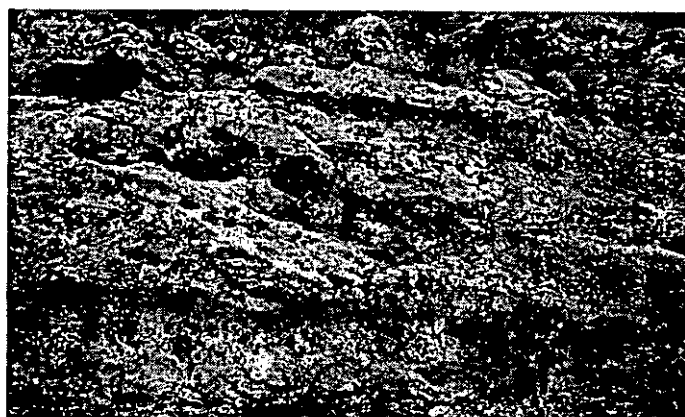


Figura 5.58. Estratificación cruzada planar en un nivel de removilización tobácea.

Los grados de recristalización y/o cementación esparítico-microesparítica son rasgos diagenéticos que influyen determinantemente en el reconocimiento y posibilidad de análisis de procedencia de los componentes. Con frecuencia, se reconocen trazas producidas por bioturbación de raíces, en relación con los términos más ricos en matriz, identificándose en ocasiones morfologías de pseudomicrokarst. Estos depósitos se caracterizan generalmente por una mala selección de los componentes clásticos así como por su gran diversidad (oncoïdes, fitoclastos, intraclastos tobáceos y micríticos, clastos algales, talos y oogonios de caráceas, gasterópodos, bivalvos y ostrácodos).

A continuación, se realiza una descripción pormenorizada de los componentes tobáceos.

ONCOIDES

Las morfologías y tallas de los oncoides son altamente variables en función del medio deposicional y del objeto que ejerce de núcleo para el desarrollo de envueltas calcíticas; se distinguen dos morfologías principales de oncoides:

a) Oncoides cilíndricos y oblatos de hasta 8-10 cm de longitud, cuyo núcleo está constituido fundamentalmente por soportes vegetales (tallos y fragmentos de macrofitas), (Fig. 5.59) o fragmentos de encostramientos tobáceos previamente removilizados (Fig. 5.60). Dado que, en la mayoría de los casos, el núcleo orgánico de estos oncoides es susceptible de ser degradado,

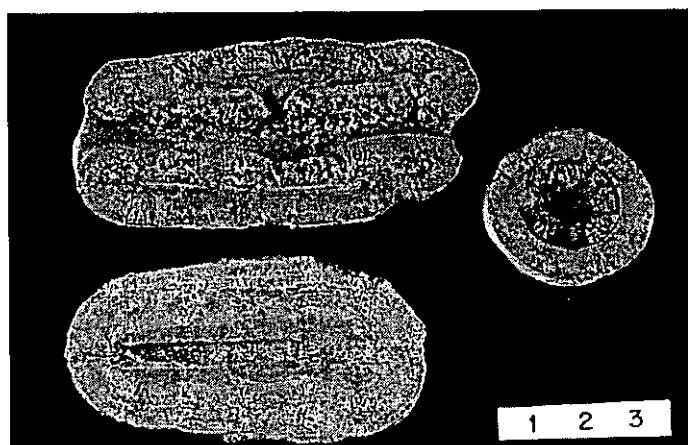


Figura 5.59. Oncoides cilíndricos.

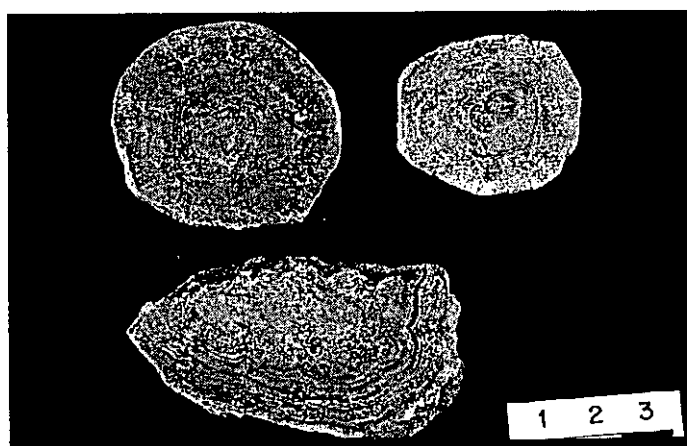


Figura 5.60. Oncoides oblatos.

suele quedar un hueco o molde que es raramente cementado. En las morfologías cilíndricas, se han observado tanto recubrimientos de calcita restringidos al exterior del soporte vegetal, como recubrimientos continuos de calcita que se desarrollan tapizando de forma continua la superficie externa e interna del tallo macrofítico, de modo que pueden observarse una serie de invaginaciones apicales de la laminaciones. Este morfotipo de oncoide plantea algunos problemas en cuanto al mecanismo de calcificación que ha llevado consigo la génesis de recubrimientos continuos, externa e internamente y de manera sincrónica.

Los oncoides con morfologías cilíndricas y ovoides se relacionan estrecha-

mente con depósitos tobáceos autóctonos, que se extienden por toda la Subunidad T_A-SUP disponiéndose preferentemente hacia la base de canales de muy diferente envergadura, desde unos decímetros de anchura con base perfectamente canalizada y erosiva, hasta grandes morfologías canalizadas laxas con varios metros de anchura. En muchos casos, los rellenos de canal son secuencias en que los mayores tamaños de los oncoides se disponen en la base de canal, a veces acompañándose de un lag de cantos, y

el resto del relleno presenta una tendencia de tamaño decreciente hacia el techo (Fig. 5.61).

b) Oncoides de morfologías esféricas, cuyo núcleo está fundamentalmente compuesto por terrígenos, intraclastos carbonáticos y fragmentos de encostramientos tobáceos. (Fig.5.62). Por lo general, las mayores esfericidadades se corresponden con oncoides compuestos por núcleos terrígenos (cantos de cuarcita, secundariamente de pizarra). Los diámetros máximos oscilan entre los 3-4 cm. Por otra parte, los oncoides con núcleos formados por fragmentos de encostraciones tobáceas, o cúmulos de macrofitas calci- tizadas, adoptan morfologías esféricas-esferoidales, como reflejo del grado de redondez de los núcleos anteriormente a su incorporación en los oncoides.



Figura 5.61. Relleno de canal oncolítico con un tamaño decreciente hacia su techo.

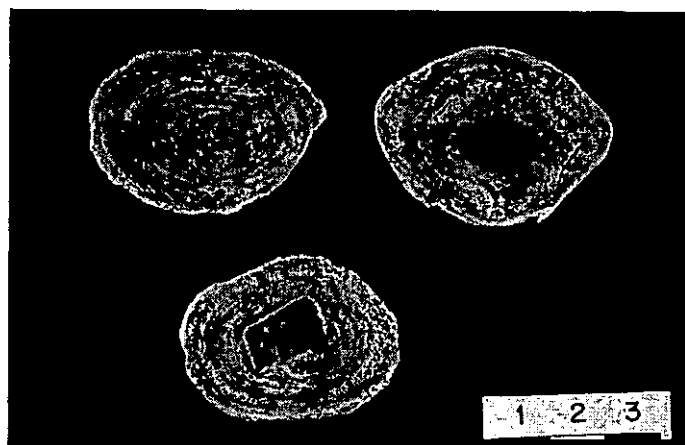


Figura 5.62. Oncoides esféricos.

Los oncoides esféricos con núcleo terrígeno suelen localizarse a la base de la Subunidad T_A-SUP, asociados a morfologías canalizadas con importante carga terrígena y nódulos algales de gran tamaño. En ocasiones, se han reconocido canales oncolíticos con importante carga terrígena asociados al techo de la Unidad Intermedia, desde la localidad de Mara hacia el NO de la cuenca. A menudo, en canales de gravas y arenas del techo de la Subunidad L_R-SUP, se han observado finos encostramientos discontinuos de calcita sobre cantos terrígenos de gran tamaño (6-10 cm), de modo que el diámetro del objeto que hace de núcleo, es mayor que la potencia del conjunto de láminas de calcita que lo envuelven. Este morfotipo podría describirse como un crecimiento oncolítico abortado en fases iniciales de su desarrollo.

La microestructura general de los oncoides responde usualmente a una alternancia de bandas esparíticas-microesparíticas claras y láminas micríticas oscuras que se disponen alrededor de un núcleo (Fig. 5.63), mostrando frecuentes ondulaciones con desarrollo de porosidad fenestral circular-oval (posibles huellas de chironómidos), que

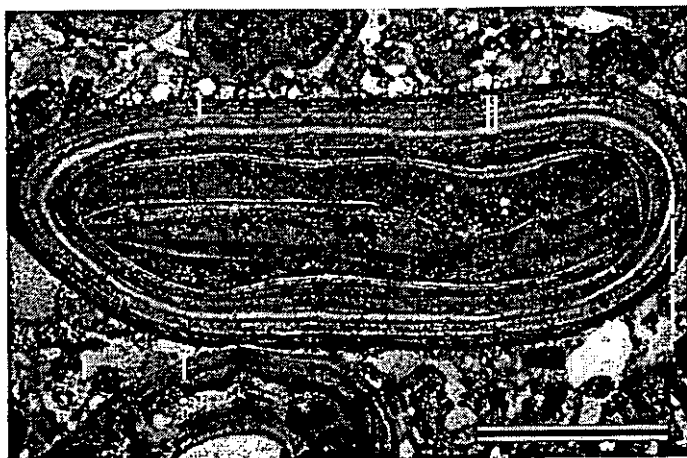


Figura 5.63. Microestructura de un oncoide. Alternancia de bandas esparíticas-microesparíticas claras y láminas micríticas oscuras alrededor de un núcleo. Se aprecian discontinuidades erosivas producidas en diferentes etapas de crecimiento.

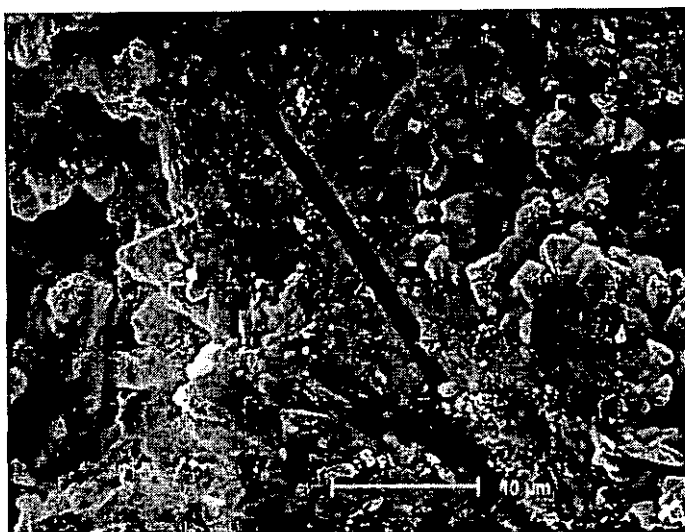


Figura 5.64. Detalle al MEB de un molde de filamento algal.



Figura 5.65. Domo estromatolítico de morfología bulbosa-bilobulada.

confieren un aspecto botroidal a la superficie externa del oncoide. La alternancia de láminas esparítico-microesparítico/micríticas son similares a las descritas por Monty y Mas (1979) donde las franjas micríticas con filamentos algales son atribuidas a *Schizothrix* (Fig. 5.64) mientras que a las esparíticas, que carecen de trazas algales, resulta más complejo atribuirles un origen determinado, aunque pueden relacionarse con actividad algal semejante a la actual asociación *Phormidium Incrustatum* o *Diclothrix-Calothrix* (Anadón y Zamarreño, 1979; Ordóñez y García del Cura, 1983).

DOMOS ESTROMATOLÍTICOS Y NÓDULOS ALGALES

Los domos estromatolíticos solo se encuentran en la base de las grandes formaciones canalizadas, como es el caso de los sistemas de relleno activo con edificios fitohermales de Velilla de Jiloca y Belmonte de Gracián (Fig. 5.65). Aparecen de forma discontinua ligados al substrato del canal, y se encuentran relacionados con tramos de relleno terrígeno del mismo. Se han encontrado pavimentos estromatolíticos o superficies planares recubiertas por láminas finas de calcita formando el substrato de los canales. Las dimensiones de

los domos llegan a alcanzar 1 m de longitud y hasta medio metro de altura, y poseen morfologías bulbosas o bilobuladas que tienden a cerrarse a su base, lo cual indica una fijación permanente al substrato. Estos domos se caracterizan por una laminación estromatolítica desarrollada sobre un núcleo formado por fitohermos de macrofitas encostradas, nódulos algales y componentes terrígenos (Fig. 5.66). El desarrollo de la laminación estromatolítica es asimétrico hacia la parte superior del domo. En ocasiones, se encuentran grandes fragmentos de domos estromatolíticos asociados a la base de los canales.

En la descripción de los nódulos algales, con gran similitud con los oncoides, hemos creído conveniente diferenciarlos como aquellas formaciones pseudoesféricas, globosas, o generalmente discoides que pueden llegar a alcanzar más de 30 cm de diámetro, y que se asocian de forma aislada con tramos canalizados detríticos (Fig. 5.67) de base de la Subunidad T_A-SUP. Generalmente, se reconocen a la base de canales con importante carga terrígena de tendencia granodecreciente, que puede pasar hacia techo a una toba calcárea detrítica (Fig. 5.68). Se asocian directamente con niveles terrígenos formados por cantos de cuarcita y pizarra, de tamaños mucho menores que los de los nódulos, que presentan a menudo un fino recubrimiento de calcita de origen algal. Como en el caso de los domos estromatolíticos, son frecuentes los nódulos algales fragmentados en los niveles de carga terrígena, así como la presencia de cortezas estromatolíticas.

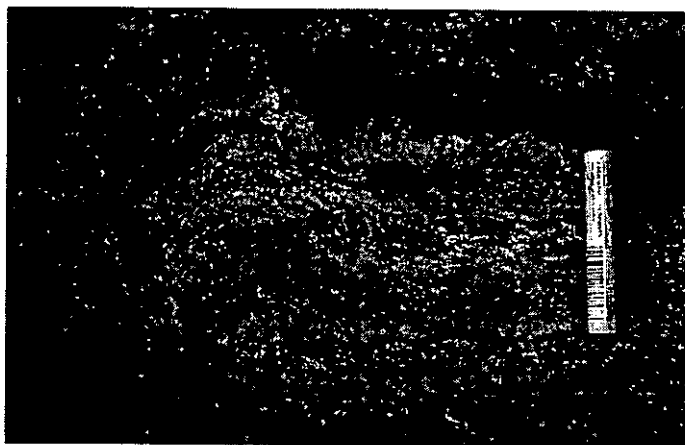


Figura 5.66. Detalle de la estructura interna de un domo estromatolítico.



Figura 5.67. Nódulo algal de morfología discoide asociado a un canal.

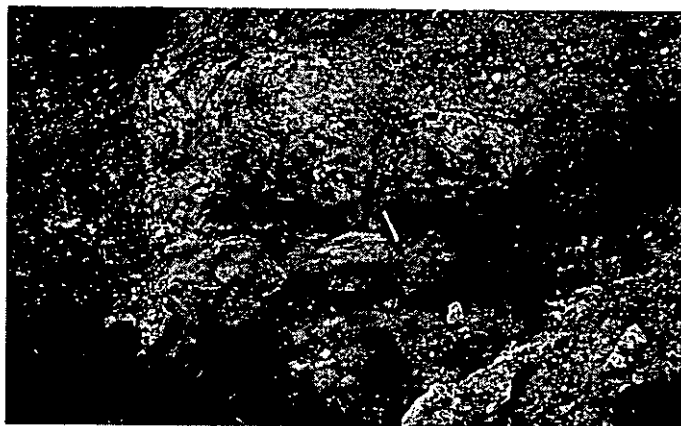


Figura 5.68. Nódulos algales en la base de un canal con importante carga terrígena.

Los núcleos sobre los que se desarrollan estos nódulos están formados por fragmentos de fitohermos (encostraciones calcáreas de macrofitas).

FITOCLASTOS E INTRACLASTOS TOBÁCEOS

Son componentes usuales de facies de removilización tobácea; las tobas fitoclásticas corresponden a macrofitas (frecuentemente carófitas) incrustadas por capas finas de calcita y removilizadas en canales, que son generalmente de pequeña envergadura. Suelen encontrarse en estrecha asociación con otras facies detríticas tobáceas, tales como oncoides cilíndrico-oblatos (Fig. 5.69), ya que, a menudo, los fitoclastos forman su núcleo o, componen una matriz formada por pequeños intraclastos tobáceos. También se presentan en relación con depósitos tobáceos autóctonos, porque su disgregación constituye la fuente de alimentación para la génesis de estos depósitos. Generalmente, el tamaño de estos componentes es muy variado, oscilando desde tamaños inframilimétricos hasta longitudes de entre 1-2 cm. Los depósitos de fitoclastos-intraclastos tobáceos forman



Figura 5.69. Canal con fitoclastos y oncoides cilíndrico-oblatos de pequeño tamaño.

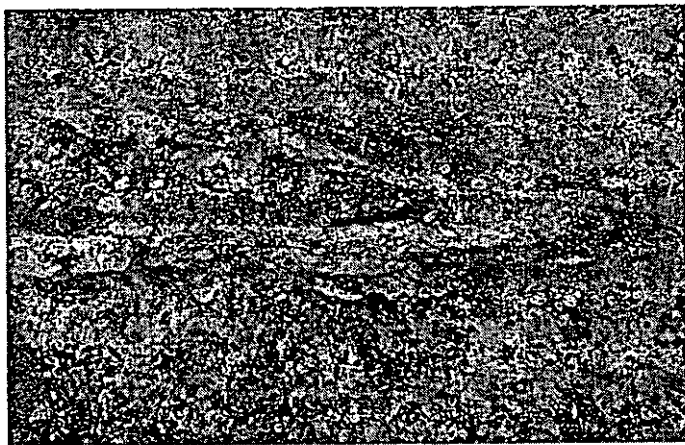


Figura 5.70. Estratificación cruzada planar en canal de fitoclastos-intraclastos tobáceos.

acumulaciones en canales bien definidos o, de morfología laxa, dando lugar a barras longitudinales, con grano-selección vertical, estratificación cruzada planar (Fig. 5.70), y orientación de los ejes longitudinales de los componentes tobáceos según la dirección del flujo. Asociados a depósitos de este tipo, se han reconocido restos de macro-mamíferos (proboscídeos, bóvidos, équidos,...).

Las facies fitoclásticas e intraclásticas componen gran parte de los depósitos calcáreos de la Unidad Superior formando niveles de potencia métrica y morfología tabular, o a pequeña escala formando canales de unos 20 cm de anchura. Usualmente, presentan una matriz de composición terrígeno-carbonática. El reconocimiento de

componentes fitoclásticos bajo microscopio petrográfico convencional resulta sencillo, ya que se distinguen componentes formados por un núcleo de macrofitas-hidrofitas, rodeados por cementos isópacos de esparita (Fig. 5.71). En MEB, se aprecia el encostramiento de calcita alrededor de un soporte o tallo vegetal, posteriormente descompuesto (Fig. 5.72). Por otra parte, las tobas intra-clásticas suelen reconocerse en la fracción más fina de estos depósitos como fragmentos de los cementos isópacos, o como agregados de monocristales esparíticos distribuidos en una matriz micrítico-terrígena.

CLASTOS ALGALES

En gran parte de los depósitos procedentes del desmantelamiento de fitohermos tobáceos, se pueden reconocer clastos algales re-trabajados de colonias de cianofíceas (Fig. 5.73). Son frecuentes los clastos algales en que solamente llega a reconocerse una textura arborescente, así como componentes clásticos, con estructuras calcíticas alrededor de filamentos algales de crecimiento radial-centrífugo similares a las producidas por *Rivularia haematites* (Fig. 5.74), y a las descritas por Schneider et al. (1983) en el lago Atersee (Austria), donde diferenciaron clastos de colonias de *Rivularia haematites* en



Figura 5.71. Microfotografía de facies fitoclásticas, donde se observan las cementaciones isópacas llevadas a cabo sobre tallos y soportes vegetales (nícoles paralelos; escala = 2 mm).



Figura 5.72. Aspecto al MEB de las capas de encostramiento-cementación de calcita de los fitoclastos.

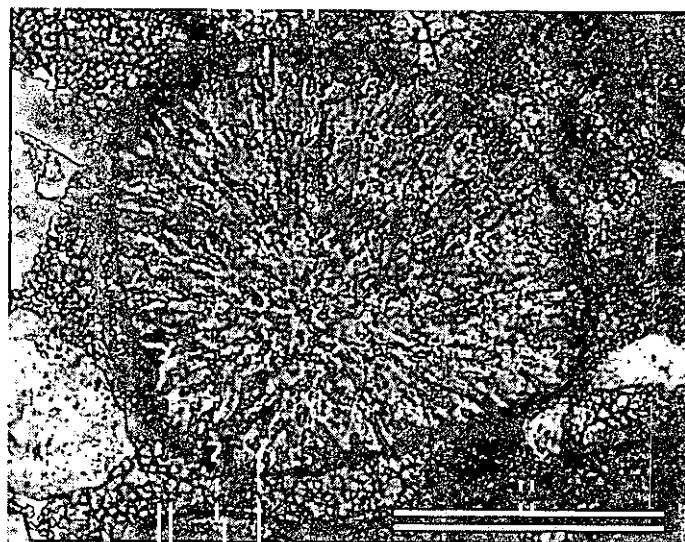


Figura 5.73. Clasto algal formado por filamentos algales de crecimiento radial (nícoles paralelos; escala = 400 μm).

la fracción mayor de $63\ \mu\text{m}$ de un material detrítico.

Del mismo modo, se han localizado clastos y colonias "in situ" formadas por monocristales calcíticos con diámetros próximos a 1 mm y terminaciones cristalinas lobuladas que proporcionan estructuras muy similares a las descritas como calcificación de briofitas por Freytet y Plet (1991).

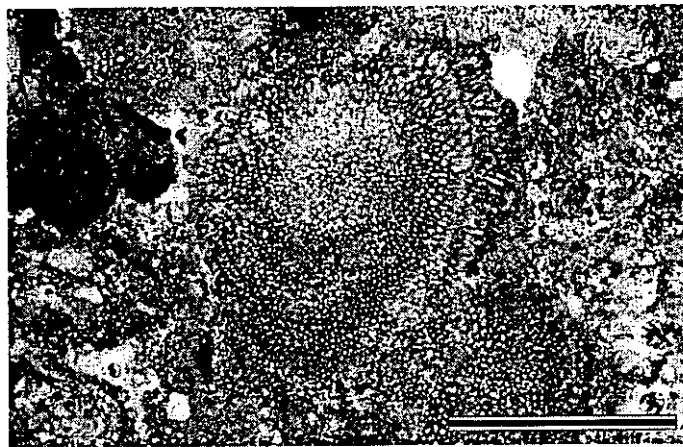


Figura 5.74. Aspecto de clasto de Rivulariaceae (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

BIOMICRITAS, MICRITA CON TERRÍGENOS Y TOBAS DE CARÁCEAS

Componen normalmente la matriz de los materiales de removilización tobácea junto con la fracción más fina de las tobas intraclásticas. Petrográficamente, se distingue con frecuencia una matriz micrítica con gran contenido en terrígenos (Fig. 5.75) y fragmentos de moluscos y ostrácodos, así como componentes monocristalinos calcíticos procedentes de la desarticulación de tallos y oogonios incrustados de caráceas, o bien cementos isopacos desarrollados sobre soportes vegetales.

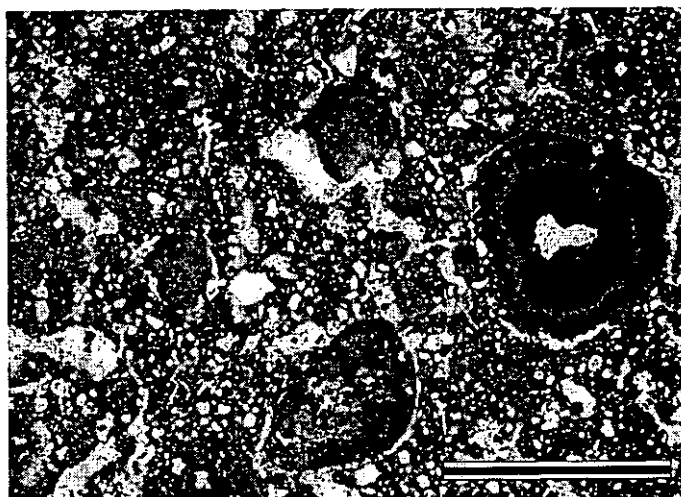


Figura 5.75. Matriz micrítico-terrígena (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

3. 2. INTERPRETACIÓN

SUBFACIES DE CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y MASIVAS CON GASTERÓPODOS (C_B)

Los materiales que componen la Subfacies de calizas bioclásticas y masivas con gasterópodos (C_B) forman un grupo heterogéneo que caracteriza principalmente ambientes de margen lacustre a ambiente lacustre litoral somero. Dentro de esta subfacies, se puede realizar una diferenciación básica en el ámbito interpretativo, entre

niveles con gasterópodos de estructura masiva con huellas de raíces, y niveles bioclásticos, si bien, en ocasiones, las diferencias no son relevantes.

La existencia de niveles de esta subfacies con numerosos rasgos asociados a procesos de exposición periódica (como brechificación, nodulización, grietas de desecación, génesis de pseudomicrokarst, y ciertas texturas fenestrales) indican por lo general lagos poco profundos de márgenes fluctuantes, con períodos de emersión notables. Del mismo modo, el aspecto masivo de estos carbonatos, así como la falta de laminaciones definidas sugieren aguas no estratificadas del lago. Los niveles con escasa diversidad de fauna, prácticamente basada en gasterópodos, en ocasiones fragmentados, están reflejando unas condiciones poco propicias para la colonización biológica.

Así, la lámina de agua debió ser muy somera y sujeta a oscilaciones periódicas, que pueden provocar la removilización de componentes, generalmente gasterópodos o pequeñas formaciones tobáceas que generan tobas detríticas. De cualquier forma, estos carbonatos se acompañan de un mayor porcentaje de terrígenos que los términos más bioclásticos, lo cual indica una posición más marginal dentro de los sistemas lacustres, o aguas muy someras dentro de un sistema efímero.

Por otra parte, la formación de microtexturas grumosas y peloidales está en relación con procesos de carácter físico y/o biológico. La desecación de un sedimento puede provocar la formación de intraclastos que son susceptibles de ser removilizados en nuevas subidas del nivel de aguas del lago y arrastrados hacia áreas más profundas. Cuando todo este proceso es subacuático, tienden a formarse texturas grumoso-peloidales, que son frecuentemente cementadas por esparita, mientras que, si el proceso es subaéreo, los intraclastos tendrán morfologías angulosas y serán reconocidos nuevamente en el seno de una matriz. En muchos casos, el proceso de brechificación no supone una removilización efectiva, sino una alteración *in situ* del material. Por otra parte, en un gran número de ocasiones, las texturas grumoso-peloidales pueden ser inducidas por procesos de bioturbación.

Las calizas bioclásticas resultan indicativas de sedimentación bajo lámina de agua somera, siguiendo la línea de margen lacustre (Platt y Wright, 1991). Las calizas bioclásticas, que carecen de los rasgos más típicos de etapas de exposición subaérea, ratifican su condición de facies subacuática, si bien la presencia de niveles bioturbados puede ser indicativa de colonizaciones por parte de vegetación freatofítica, o eventuales exposiciones subaéreas del sedimento. La asociación faunística es claramente límnic (gasterópodos, ostrácodos, y caráceas). El grado de conservación de los restos fósiles indica el ambiente energético de deposición, encontrándose completos cuando la sedimentación se realiza en ambiente tranquilo, con baja energía en el fondo de lagos de agua dulce. La presencia habitual de caráceas lleva a pensar en profundidades someras (Murphy y Wilkinson, 1980) por lo general, inferiores a 10 m (Flügel, 1982) o 15-20 m (Cohen y Thouin, 1987). La ausencia de restos carbonosos o laminaciones destacables, indica que se trata de lagos holomícticos sin estratificación temporal o permanente de

aguas. A escala microscópica, las laminaciones encontradas en niveles ricos en ostrácodos pueden ser producto de un efecto de compactación, con reorientación horizontal de las valvas. La buena oxigenación del fondo del lago viene reflejado en una ausencia de restos de pirita. La baja proporción o ausencia de terrígenos indica que los aportes externos quedarían atrapados a modo de filtro por la vegetación desarrollada en un cinturón pantanoso (Freytet y Plaziat, 1982).

SUBFACIES DE CALIZAS NODULOSAS (C_N)

Las subfacies de calizas nodulosas (C_N) se caracterizan por una serie de rasgos postsedimentarios que se encuentran ligados a la evolución edáfica de un depósito calizo previo. La emersión subaérea de un sedimento calcáreo lacustre lleva consigo la desecación-brechificación, así como la bioturbación del mismo, erigiéndose éstos en los principales procesos modificadores de la texturas deposicionales.

La interpretación de las litofacies de calizas nodulosas queda así ligada a la oscilación del nivel de aguas de un lago somero. Las caídas del nivel de aguas se reflejan en la intensificación de los procesos modificadores de las texturas deposicionales. La nodulización y la brechificación representan dos procesos estrechamente asociados en un mismo ambiente por la evolución diagenética de depósitos lacustres sometidos a exposición subaérea (Sanz-Montero, 1994).

SUBFACIES DE CALIZAS LAMINADAS CON GASTERÓPODOS Y CARÁCEAS (C_L)

Las subfacies de calizas laminadas con gasterópodos y caráceas (C_L) es característica de un ambiente deposicional típicamente lacustre, en zona litoral-sublitoral. Presenta una serie de rasgos fundamentales que reafirman su génesis lacustre somera:

- a) Ausencia de rasgos de exposición subaérea, como bioturbaciones, brechificaciones, nodulizaciones, etc...
- b) Existencia de una marcada y fina laminación.
- c) Presencia de fauna-flora límnic: caráceas, gasterópodos, ostrácodos que normalmente se presentan completos o en excelente estado de conservación. En la mayoría de los casos pueden llegar a encontrarse los opérculos de los gasterópodos, como evidencia del bajo grado energético de la deposición de esta facies.
- d) Ausencia de terrígenos, o presencia en escasos porcentajes.
- e) Ausencia de procesos de cementación o recristalización.

Todos estos rasgos reafirman una génesis de estos depósitos bajo lámina de agua permanente y estable, aunque somera, donde las fluctuaciones del nivel del agua han sido escasas. La presencia de depósitos tobáceos autóctonos de poca entidad así como depósitos de removilización tobácea, incluyendo fitoclastos y oncoides, puede ser

indicativo de desembocaduras de canales o momentos con una leve fluctuación del nivel de aguas del lago, que permite el establecimiento de un flujo laminar en aguas muy someras que favorece la formación de pequeños edificios tobáceos. Litofacies similares a las descritas han sido estudiadas por Buccino *et al.* (1978) en el complejo tobáceo Pleistoceno del Valle Tanagro (Italia), donde los carbonatos laminados se encuentran ligados a diferentes litofacies de ámbito tobáceo, como en esta subfacies.

SUBFACIES DE CALIZAS TOBÁCEAS (C_T)

La interpretación de las subfacies de calizas tobáceas (C_T) presenta un especial interés dentro del conjunto de litofacies calcíticas deposicionales, ya que son volumétricamente muy importantes en la Unidad Superior.

La interpretación y análisis sedimentológico de facies carbonáticas tobáceas y fluviolacustres en el registro sedimentario del Terciario continental de diversas cuencas de la Península Ibérica se ha plasmado en notables trabajos como los de Ordóñez y García del Cura (1977), Nickel (1983), Anadón y Zamarreño (1979) o Anadón y Utrilla (1993). Una de las bases más importantes para el estudio de sistemas tobáceos del pasado es el análisis detallado de los sistemas tobáceos actuales, como los realizados por Irion y Müller (1968b), Buccino *et al.* (1978), Ordóñez y González (1979), Ordóñez *et al.* (1980), Ordóñez y García del Cura (1983), Emeis *et al.* (1987), Freytet y Plat (1991), o Pedley (1993). Estos estudios proporcionan una herramienta fundamental para la reconstrucción paleogeográfica, paleoambiental, así como para la modelización del funcionamiento de complejos tobáceos existentes en secuencias sedimentarias semejantes, en un contexto estratigráfico y con edades similares de gran parte de las cuencas terciarias ibéricas.

La caracterización de todo sistema tobáceo requiere modelos de clasificación de estos depósitos. Irion y Müller (1968b), Schneider *et al.* (1983), o Pentecost y Lord (1988) han realizado clasificaciones tobáceas desde un punto de vista botánico denominando los depósitos en función de la vegetación asociada; Geurts (1976) propone una clasificación basada en parámetros físicos y bioquímicos. Para la realización de la presente Tesis Doctoral, se ha adoptado la nomenclatura de Pedley (1990), quien realiza una clasificación de las tobas calcáreas con una revisión de modelos ambientales, redefiniendo y compilando observaciones petrológicas de los trabajos de Buccino *et al.* (1978), Ordóñez y García del Cura (1983) y Chafetz y Folk (1984).

Los edificios tobáceos pueden generarse a favor de surgencias kársticas, canales fluviales, zonas pantanosas, y zonas someras de lagos (Pedley, 1990). Básicamente, las facies tobáceas reflejan la incrustación de hidrofítas y macrofitas semiacuáticas (caráceas y briofítas, fundamentalmente) mediante cementos esparíticos isópacos constituidos por calcita (LMC) y/o biofilms micríticos cuyo desarrollo es función de la dinámica de flujo y de la biota asociada (Pedley, 1992). Asociados a los depósitos tobáceos autóctonos

existen una serie de estructuras, cuya interpretación es básica para la comprensión del funcionamiento de un sistema tobáceo.

Interpretación de la génesis de oncoides, nódulos algales y domos estromatolíticos asociados a sistemas tobáceos.

Los oncoides constituyen un elemento común en el registro sedimentario, tanto en medios marinos como continentales. Las interpretaciones genéticas más clásicas indican que los oncoides son representativos de un cierto nivel de turbulencia de aguas, necesario para un periódico volteo que permite un crecimiento cianobacteriano por todas las caras del oncoide (Dahanyake, 1977, 1983; Flügel, 1978; Leinfelder y Hartkopf, 1990). Sin embargo, otros autores han descrito crecimientos *in situ*, sin ningún tipo de movilización de las partículas, tanto en lagos, márgenes lacustres o sabkhas (Jones y Wilkinson, 1978; Casanova y Lafont, 1985; Dahanayake *et al.*, 1985), como en ríos (Golubic y Fischer, 1975).

Los componentes oncolíticos se encuentran, a menudo, en estrecha relación genética con la formación de estructuras estromatolíticas en corrientes fluviales saturadas a sobresaturadas en calcita, debido a la existencia de áreas fuente carbonatadas. La génesis de los oncoides se encuentra así mismo, en estrecha relación con las condiciones medioambientales necesarias para el desarrollo de cianobacterias; así, la luz diurna y una adecuada oxigenación de las aguas son necesarias para el crecimiento de estas últimas (Ordóñez y García del Cura, 1983). La turbidez del agua, que es función de la cantidad de sólidos disueltos, impide la penetración de la luz diurna y la actividad fotosintética de las algas (Ordóñez y García del Cura, 1983). Esta característica, junto con la aireación a través de la superficie del agua, constituyen dos importantes mecanismos de reposición del oxígeno que se consume en los procesos de respiración. En condiciones de flujo laminar, los procesos de aireación son insignificantes comparados con la actividad fotosintética algácea. Por ello, la ausencia de sólidos en suspensión es necesaria para asegurar la luz diurna y los aportes de oxígeno (Ordóñez y García del Cura, 1983).

En medios continentales, los oncoides han sido descritos asociados tanto a márgenes lacustres (Ordóñez y García del Cura, 1977; Osborne *et al.*, 1982; Dean y Fouch, 1983; Sanz-Montero, 1994) como a cauces fluviales (Ordóñez y García del Cura, 1977; Ordóñez *et al.*, 1980; Anadón y Zamarreño, 1979; Ordóñez y García del Cura, 1983; Nickel, 1983, Sanz-Montero, 1994). Como se ha reflejado en las descripciones anteriores, las formas con laminaciones estromatolíticas asimilables a cianobacterias, no están restringidas a los oncoides en sus distintas morfologías, sino que, además hay también nódulos algales, domos y tapices estromatolíticos.

Las morfologías estromatolíticas se han relacionado con su aparición en diferentes medios deposicionales; de este modo, generalmente las morfologías globosas son descritas en el centro de canales fluviales (Freytet y Plaziat, 1965; Nickel, 1983), mientras que las formas cilíndricas, masivas, planares, quedan en los márgenes de canal (Freytet y

Plaziat, 1965), y las de laminación abierta ligadas a un sustrato corresponden a llanura de inundación (Nickel, 1983).

Edificios estromatolíticos con morfologías globosas, en forma de coliflor, o domos de 0.2-1 m de diámetro, a menudo coalescentes, similares a los distinguidos en los depósitos tobáceos de Unidad Superior, han sido descritos en carbonatos lacustres del Oligoceno de la Cuenca de Campins (Anadón y Utrilla, 1993). Uno de los mejores ejemplos de la amplia distribución y gran variabilidad morfológica de depósitos algales en secuencias sedimentarias aluviales ha sido descrito por Anadón y Zamarreño (1979) en el Paleógeno de la Cuenca del Ebro; los mayores oncoides y estromatolitos se dan en ambiente aluvial, donde los domos estromatolíticos pueden alcanzar algunos metros de largo distribuidos en márgenes de canales fluviales en áreas distales de abanico, probablemente en relación con la constante renovación de nutrientes en el agua. Por el contrario, en ambientes lacustres y palustres sólo encontraron pequeños oncoides y envueltas estromatolíticas.

Nuestras observaciones en los materiales fluviolacustres de la Unidad Superior relacionan la aparición de estructuras algales con morfologías canalizadas de escala muy variable. En general, exceptuando los canales fluviales con carga terrígena de techo de la Subunidad L_R-SUP, gran parte de las formaciones algales se encuentran en estrecha asociación con los sistemas tobáceos (edificios fitohermales o autóctonos y sus depósitos de removilización tobácea) de la Subunidad T_A-SUP, fundamentalmente ligadas a corrientes de carácter fluvial.

Los domos y pavimentos estromatolíticos, corresponden a morfologías de necesario desarrollo sobre un sustrato ligado a un canal. Sólomente, se han localizado estas estructuras asociadas a canales principales dentro del drenaje del sistema tobáceo, de gran envergadura, como los descritos en el área de Velilla de Jiloca y Belmonte. La formación de sustratos estables en canales con secuencias de relleno clásticas, se encuentra necesariamente ligado a la génesis de un sistema de fitohermos y barreras tobáceas capaces tanto de, colonizar y estabilizar un sustrato en el fondo del canal, como de actuar a modo de represa, formando pequeñas lagunas donde existe un estancamiento de aguas o un flujo en régimen laminar. La rareza con que aparecen las formas estromatolíticas con desarrollo laminar, puede responder tanto, a la ausencia de un sustrato duro con la suficiente extensión como para ser colonizado, como a la dificultad para preservar una costra estromatolítica en caso de ser removilizada, ya que son morfologías que no se prestan a un transporte fácil (Arribas, 1985).

Las estructuras algales no ligadas al sustrato, como los oncoides y nódulos algales, se caracterizan porque en origen presentan texturas esponjosas y baja densidad, de modo que su tamaño no refleja exactamente las condiciones hidráulicas, es decir, su tamaño hidráulico equivalente se encuentra muy desproporcionado respecto al diámetro de los clastos terrígenos en las formaciones canalizadas; de este modo, la energía de flujo

sería menor de la que en un principio pudiera deducirse por los tamaños de oncoides y nódulos algales.

En lo que se refiere a las morfologías de oncoides y nódulos algales, existe una clara relación entre las morfologías de mayor esfericidad y canales bien definidos, con importante carga terrígena adecuadamente seleccionada, que usualmente hace funciones de núcleo en los oncoides. La alternancia de períodos de alta energía en el canal, con períodos de eventual descenso de la energía del medio, que permite la colonización de soportes por algas cianofíceas, debe estar relacionada con la génesis de estas morfologías. En gran parte, las morfologías se corresponden con un carácter heredado a partir de la propia morfología del núcleo clástico. Aunque usualmente se trata de componentes terrígenos, también puede tratarse de componentes carbonáticos detríticos arrastrados a través del propio canal, alcanzando niveles de alta esfericidad por la gran eficacia de transporte de los canales.

Las morfologías cilíndrico-ovoides se encuentran en estrecha relación con soportes vegetales, como fragmentos de ramas, tallos y hojas de plantas, como han indicado Freytet y Plaziat (1965), Pedley (1990), o Anadón y Utrilla (1993) en ambientes lacustres y fluviales. En este caso, la génesis de estos morfotipos no implica necesariamente un alto grado de transporte, ni unas condiciones de alto régimen de flujo, sino un flujo laminar (en ocasiones estancamientos) estrechamente ligado a depósitos tobáceos autóctonos, de cuya disgregación se alimenta. En el mismo sentido, la génesis de las tobas intraclásticas y fitoclásticas se encuentra en relación con eventuales avenidas capaces de fragmentar los fitohermos incipientemente cementados, con la consiguiente acumulación de los depósitos de removilización tobácea a favor de barras longitudinales o canales de pequeña envergadura.

En todo caso, tanto para las morfologías oncolíticas esféricas como para las cilíndrico-ovoides, la talla puede ser altamente variable, así como su carácter clasto o matriz soportado. La matriz de los niveles oncolíticos puede presentar alta variabilidad, aunque en la mayoría de los casos tiene un origen detrítico, con acumulación de terrígenos, o fragmentos tobáceos, bioclásticos. Esta matriz tiene su origen en un probable efecto de tamizado producido por los componentes de tipo oncolítico, ya que

en el fondo de canal, los oncoides se desplazan por volteo, mientras que la fracción fina, se moviliza por suspensión o saltación. Cuando la energía del medio decrece, los componentes de la fracción fina ocupan los intersticios

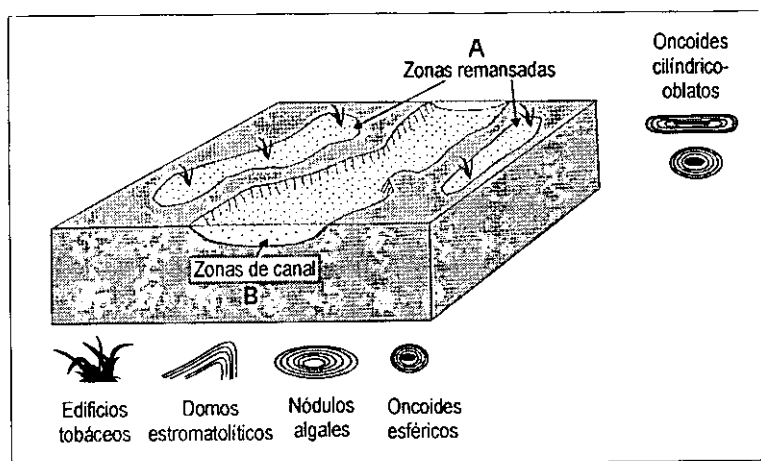


Figura 5.76. Ambiente genético de las diferentes formas algales.

existentes entre oncoides. Los términos más enriquecidos en matriz micrítica (*wackestone-packstone*) pueden corresponderse con eventuales desembocaduras de canales oncolíticos en pequeñas lagunas con aguas estancadas o en régimen de flujo muy lento que pueden generarse por un efecto de barrera producido por fitohermos y depósitos tobáceos autóctonos.

Así, a modo de resumen sobre la génesis de estructuras algales, se pueden distinguir dos ambientes deposicionales básicos (Fig. 5.76):

- a) Canales activos; en ellos, la colonización de soportes por algas cianobacterias, dando lugar a oncoides y nódulos algales, se produce durante períodos de bajo régimen de flujo, con removilización las estructuras formadas en momentos de gran descarga. En momentos de régimen de flujo lento, se produciría un movimiento suave per  dico del material que ejerce de núcleo, desarrollándose tejidos algales concéntricos. En episodios de crecida, se produce el arrastre masivo de los oncoides a lo largo del canal, pudiendo generarse barras longitudinales. La formación de domos algales y estructuras laminares estromatolíticas en el fondo de canales activos requiere substratos más o menos firmes, o la existencia de un fitohermo previo sobre el que desarrollarse en un momento de baja energía relativa, que en algunos casos puede deberse a la deceleración del flujo en relación con la presencia de barreras tobáceas.
- b) Zonas de aguas remansadas en márgenes de canal, o en relación con superficies donde predomina un régimen de flujo laminar. En nuestras observaciones, descartamos un origen en ambiente de aureola-margen lacustre ya que, las relaciones de facies muestran en todo momento su asociación con depósitos sedimentarios formados en un régimen de flujo laminar. En momentos de avenidas episódicas, la corriente puede llegar a arrastrar y acumular los oncoides hacia zonas deprimidas, o bien acumularlos sobre el substrato en forma de manto.

Interpretación de los procesos de calcificación en sistemas tobáceos

Mecanismos de calcificación

Uno de los principales temas de debate en la génesis de las calcificaciones y encostramientos sobre diferentes soportes en sistemas tobáceos se centra en el origen orgánico-inorgánico del proceso de precipitación de calcita.

Como evidencia de un origen básicamente inorgánico, Pentecost (1978) demostró experimentalmente que menos de un 3% de todo el carbonato cálcico precipitado dentro de sistemas tobáceos se relaciona directamente con un cambio en el equilibrio asociado con el CO₂ tomado durante la fotosíntesis cianobacteriana. Lora   y Herman (1988)

destacan que el CO_2 tomado por organismos como algas o musgos tiene un efecto insignificante en la génesis de depósitos tobáceos en comparación con la desgasificación inorgánica de CO_2 producida por la agitación de las aguas, que incrementa la sobresaturación en calcita lo suficiente como para sobrepasar las barreras cinéticas para la nucleación y crecimiento de cristales de calcita.

Sin embargo, existen abundantes evidencias procedentes de sistemas tobáceos activos y fósiles (Golubic, 1973; Casanova, 1981; Chafetz y Folk, 1984; Kempe y Emeis, 1985; Weijermars *et al.*, 1986) que muestran que la precipitación de carbonato cálcico es más rápida e intensa en las proximidades de cúmulos de vegetación fotosintética, especialmente musgos (Weijermars *et al.*, 1986), cianobacterias (Monty y Mas, 1979) y algas cocoides en relación con aguas hidrotermales (Chafetz y Folk, 1984).

Emeis *et al.* (1987) realizaron un balance entre el control químico y biológico en la deposición de travertino en lagunas interconectadas por saltos de agua en el Parque de Plitvice (Croacia), indicando que el peso mayoritario de la precipitación de calcita recae en factores biogénicos. Las investigaciones micromorfológicas de estos autores sugieren la existencia de un efecto "pegamento" en el inicio de la precipitación de calcita en el área de Plitvice. Las diatomeas epifíticas y las cianobacterias segregan un mucus enriquecido en ácido aspártico como respuesta a las altas concentraciones de Ca^{2+} . Este mucus atrapa partículas micríticas que están suspendidas en aguas turbulentas y que actúan como núcleos para una consiguiente precipitación inorgánica (Fig. 5.77).

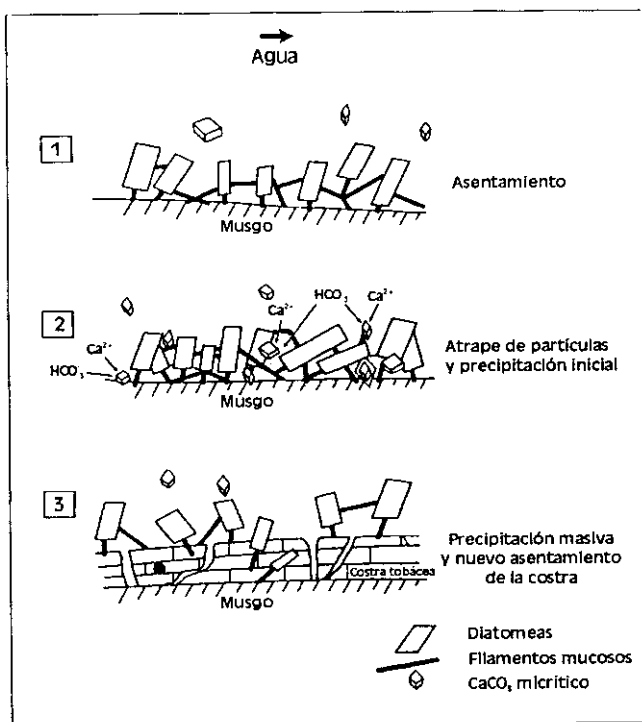


Figura 5.77. Fases de encostramiento de musgo por procesos orgánicos e inorgánicos durante la formación de carbonatos tobáceos (modificado de Emeis *et al.*, 1987).

Las algas cianofíceas son habitualmente reconocidas como flora epifítica que participa en los procesos de calcificación en sistemas tobáceos; de acuerdo con Pentecost y Riding (1986), *Phormidium incrustatum*, *Schizothrix Calicicola*, y en menor proporción, *Rivularia*, son encontrados usualmente en capas superficiales de los soportes que integran las tobas calcáreas. Pentecost y Riding (1986) concluyen que algunas cianobacterias poseen especificidad para la calcificación, aunque ninguna constituye necesariamente un organismo calcificante; así, encuentran que la mayoría de las cianobacterias calcificantes poseen vainas mucilaginosas (2-10 μm de diámetro), con las excepciones de

Scytonema y *Plectonema* que poseen vainas no mucilaginosas. La mayoría de las formas calcificantes pertenecen al grupo de las *Oscillatoriaceae*, como *Plectonema*, *Schizothrix calcicola*, y *Phormidium incurstratum*, aunque hay otros grupos importantes como las *Scytonemataceae* y *Rivulariaceae*, que incluyen respectivamente *Scytonema hoffmanii* y *Rivularia haematites* (Monty, 1976; Pentecost y Riding, 1986).

La calcificación de algas cianofíceas puede dar lugar a una amplia variedad de formas cristalinas, como son cristales pseudorrómbicos dentro y sobre la vaina, cristales planares sobre la superficie, o cristales dendríticos dentro y fuera de la vaina (Fig. 5.78). La calcificación puede consistir en la impregnación de la vaina por los cristales de calcita, o en la encostración de la misma para

formar una corteza externa (Burne y Moore, 1987). Generalmente, se ha relacionado la actividad fotosintética de las cianobacterias que toman CO_2 de aguas saturadas en calcita con la elevación del pH y subsiguiente precipitación de carbonato cálcico. Aunque este proceso se encuentra controlado biológicamente, el mecanismo de mineralización es en todo caso inorgánico. Raven (1980) ha demostrado que la calcificación puede ser inducida por la facultad de algunas plantas para transportar HCO_3^- dentro de su estructura, en ambientes de bajo pH y liberar iones OH^- . Sin embargo Pentecost y Riding (1986), indican que aunque la actividad fotosintética puede formar parte importante de la calcificación de algas eucariotas, no es tan importante en la calcificación de cianobacterias porque no

poseen rasgos anatómicos especiales para inducir la calcificación, y porque las tasas de crecimiento son generalmente bajas. Pentecost (1985) considera que la calcificación puede ser debida a un proceso de nucleación heterogénea de cementos carbonáticos en el interior y sobre la vaina. Los grupos ionizables carboxílicos que existen en las vainas de polisacáridos pueden atraer iones calcio y proveer lugares favorables para la nucleación de cristales de carbonato. Así, la calcificación depende sólo parcialmente de los microorganismos ya que requiere condiciones ambientales que favorezcan tanto la precipitación de calcita como presencia de materia orgánica (vainas de polisacáridos) que aporte lugares para la nucleación cristalina.

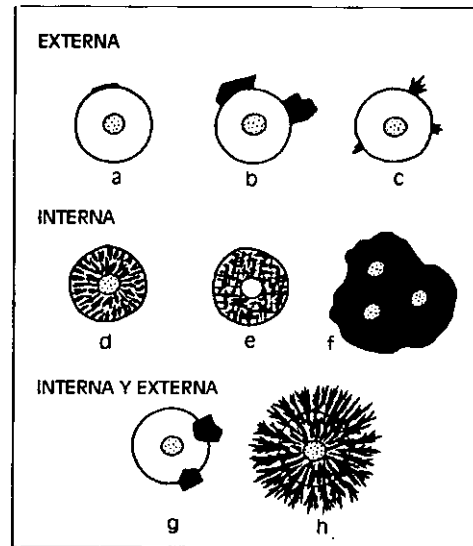


Figura 5.78. Estilos de calcificación en cianobacterias en sección transversal. (a-c) Externa, parcial; (d-f) Interna, relativamente completa; (g-h) Interna y externa (modificado de Pentecost y Riding, 1987).

Mecanismos de cementación de los depósitos tobáceos

En un depósito tobáceo, la cementación que se desarrolla sobre todas las superficies expuestas de un fitohermo proporciona una acumulación de capas de calcita

con bajo contenido en Mg que forman encostramientos de hasta varios centímetros de espesor, interconectando los diferentes elementos soportes de la toba. La porosidad que queda ubicada entre los diferentes elementos encostrados es a menudo rellena con carbonato detrítico, terrígenos o peloides (Pedley, 1992).

El desarrollo de cementos isópacos de calcita alrededor de soportes macrofíticos en sistemas tobáceos actuales de aguas continentales dulces se encuentra estrechamente relacionado con la presencia de microflora epifítica, en concreto con cianobacterias (*Oscillatoria*) (Pedley, 1992) y bacterias heterotróficas (Fig 5.79). Existen un gran número de estudios desarrollados en tobas calcáreas recientes y cuaternarias (Irion y Müller, 1968b; Pentecost, 1978; Monty y Mas, 1979; Pedley, 1980, 1987) que indican que los principales géneros de cianobacterias implicados en estos procesos son *Schizothrix* y *Phormidium* cuyas vainas de mucosa de polisacáridos son capaces de adherir y precipitar partículas de carbonato (Pentecost y Riding, 1986). Sin embargo, otras cianobacterias calcificantes, como *Rivularia*, representan otro mecanismo de calcificación mediante el cual el carbonato cálcico es asimilado de forma pasiva durante el metabolismo, y el excedente es eliminado del sistema por precipitación intracelular en las vainas mucilaginosas externas (Pedley, 1992). Por otra parte, la relación de las bacterias heterotróficas con la cementación de carbonato parece evidente (Krumbein y Cohen, 1977; Krumbein, 1979) proporcionando la cobertera mucilaginosa bacteriana un sustrato susceptible para la precipitación de carbonato hasta cubrir completamente las células bacterianas, de morfología comúnmente esférica.

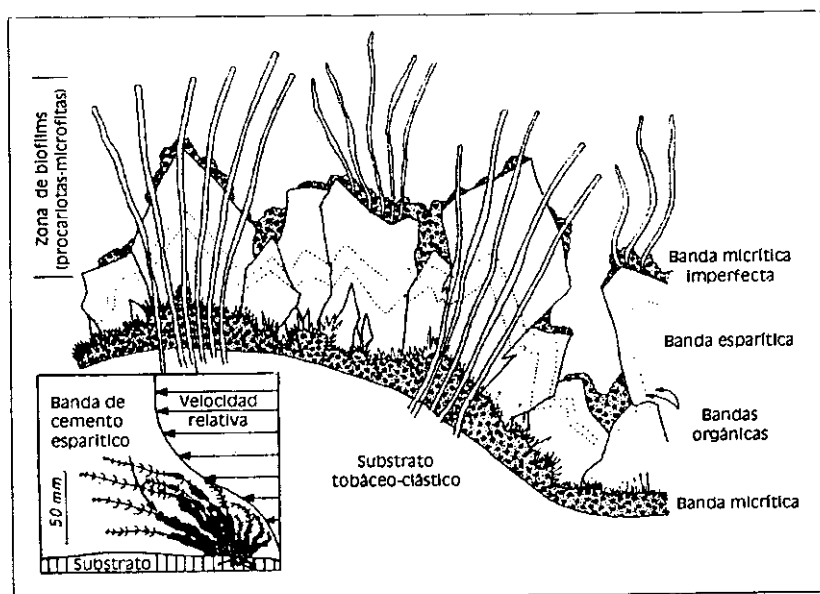


Figura 5.79. Modelo de flujo rápido en el que la generación de bandas esparíticas es dominante sobre las micríticas (modificado de Pedley, 1992).

Pedley (1992) indica que gran parte de los cementos esparíticos isópacos en empalizada presentes en los depósitos tobáceos autóctonos son producto de precipitación físico-química inorgánica. Sin embargo, estos depósitos se caracterizan por la intercalación de franjas micríticas igualmente isópacas con evidencias de presencia de cianobacterias en ellas, que parecen formarse solamente con la presencia de procariotas

y vegetación microfítica (Pedley, 1992). Cuando el flujo acuático es demasiado rápido (en cascadas y saltos del agua), la colonización biológica queda dificultada y las franjas micríticas quedan pobremente desarrolladas o ausentes. Por el contrario, si el flujo es lento (en barreras y ambientes palustres), las franjas micríticas están bien desarrolladas, mientras que los cementos esparíticos son reducidos o eliminados.

4. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LOS CARBONATOS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

Aunque en este capítulo se lleva a cabo una caracterización geoquímica isotópica de las diferentes litofacies deposicionales carbonáticas, en el capítulo 7, se ampliará el estudio geoquímico de los carbonatos deposicionales junto con los carbonatos de origen diagenético, presentándose datos de geoquímica elemental.

4. 1. PRESENTACIÓN DE DATOS ISOTÓPICOS

En este apartado se realiza una caracterización de los grupos de carbonatos deposicionales descritos en función de sus relaciones isotópicas de oxígeno y carbono. Para ello, se dispone de datos pertenecientes a dolomitas, magnesitas y calcitas deposicionales de diferentes sectores y unidades mayores de la Cuenca de Calatayud. En el capítulo 7, concerniente a la descripción e interpretación de carbonatos diagenéticos de la cuenca, se incluirán las señales isotópicas correspondientes a los mismos, en relación con los deposicionales. En algún caso, se han incluido también los datos isotópicos procedentes de Mayayo *et al.* (1998).

4. 1. 1. MAGNESITAS

Las magnesitas han sido principalmente muestreadas en secuencias evaporíticas de la Unidad Inferior (sección de Asador San Ramón, SR) donde se ha llevado a cabo un estudio isotópico de detalle entre pares de magnesita deposicional-calcita diagenética (ver capítulo 7). Por otra parte, se añaden otros datos isotópicos de magnesitas pertenecientes tanto al techo de la Unidad Inferior, como a la Unidad Intermedia, como se han reflejado en la Tabla 5.1.

Las magnesitas del Asador San Ramón (SR) poseen un δO^{18} que oscila entre -2 y 5, y un δC^{13} entre -6 y -8,2 (Fig. 5.89). Por el contrario, otras magnesitas de la cuenca, poseen un δO^{18} semejante a las de SR, pero sin embargo, son más ricas en C^{13} , presentando unos valores de δC^{13} que oscilan entre -2,5 y -4,3; en la Fig. 5.80 se puede observar con claridad las diferencias en el δC^{13} de los dos grupos.

Tabla 5.1. Relaciones isotópicas de oxígeno y carbono para las magnesitas de la Cuenca de Calatayud.

Muestra	Descripción	Cal	Dol	Mag	Yes	Cel	Fil	Q	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
SR1-1	Lámina de magnesita entre niveles de yeso nodular			82			16	2	4,9	-7,3
SR1-2	"			88			10	2	4,4	-7,1
SR1-3	Lámina de magnesita-calcita entre niveles de yeso nodular	10		60			27	3	3,4	-6,5
SR1-4	"	24		52	2		19	3	1,8	-6,6
SR1-5	"	52		34			12	2	1,3	-6,8
SR1-6	"	61		26	1		10	2	0,1	-6,8
SR1-7	"	68		29	1			2	0,0	-6,8
SR1-8	"	81		14				5	-1,6	-7,1
SR2-1	Lámina de magnesita entre niveles de yeso nodular			93			5	2	3,6	-7,9
SR2-2	"			89			9	2	4,2	-8,1
SR2-3	Lámina de magnesita-calcita entre niveles de yeso nodular	48		40			9	3	1,0	-7,4
SR2-4	"	53		28			15	4	0,9	-7,2
Kar-3	Magnesita interlaminada con yeso			90			10		0,72	-4,28
Mar-2.3	Magnesita interlaminada con yeso			87	12	1			0,41	-1.94
Mar-3.7	Magnesita matricial de yeso nodular			97				3	3,41	-2,42

4. 1. 2. DOLOMITAS

Todos los datos de las relaciones isotópicas de oxígeno y carbono en dolomitas que se presentan, pertenecen a materiales dolomíticos de la Unidad Intermedia, principalmente de las secciones estratigráficas *Ses-2* (Sierra de Armantes), *Mar-2* y *Mar-3* (cercanas a la localidad de Mara), y finalmente *Vel-2* (cercana a Velilla de Jiloca). Las dolomitas presentan unos valores de δO^{18}

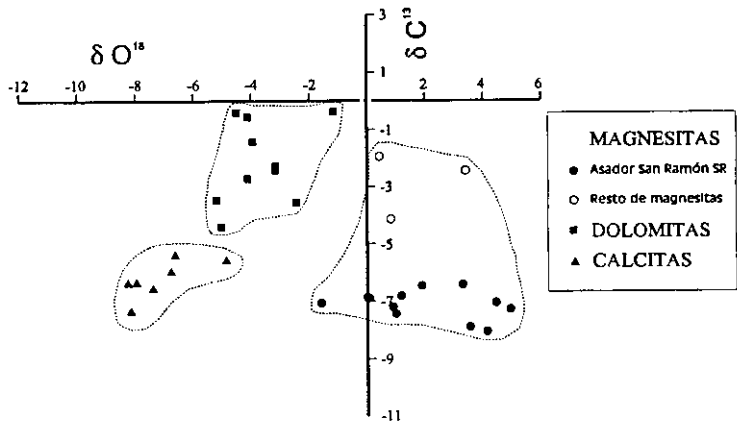


Figura 5.80. Representación gráfica de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los carbonatos deposicionales.

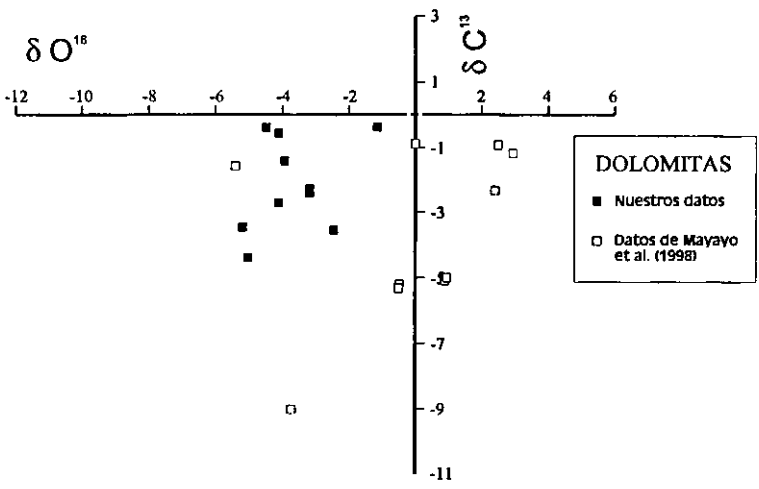


Figura 5.81. Representación gráfica de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de dolomías.

comprendidos entre -1 y -5,5, y de δC^{13} entre -0,2 y -4,5 (Tabla 5.2; Figura 5.80). En la Fig. 5.81 se comparan nuestros datos isotópicos en dolomías frente a los datos ofrecidos por Mayayo *et al.* (1998), observándose que muchas de las dolomías presentan valores netamente diferentes a los nuestros (δO^{18} : -1 a 3; δC^{13} : -0,5 a -5,5).

Tabla 5.2. Relaciones isotópicas de oxígeno y carbono para las muestras de dolomías de la Cuenca de Calatayud.

Muestra	Descripción	Cal	Dol	Mag	Yes	Cel	Fil	Q	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Mar-2.15	Carbonato laminado	77	20					3	-4,16	-0,57
Mar-2.18	Carbonato laminado	77	21					2	-4,55	-0,41
Vel-2.6	Carbonato laminado	85	13					2	-5,18	-3,46
Mar-3.3	Dolomía recristalizada		100						-3,23	-2,49
Mar-3.11	Dolomía pulvurulenta	18	80					2	-1,16	-0,19
Mar-3.12	Carbonato recristalizado	92	5					3	-5,01	-4,49
Mar-3.14	Doloesparita	17	82					1	-2,44	-3,55
Mar-3.15	Dolomicrita con pseudomorfos de yeso	56	42					1	-3,16	-0,12
Ses-2.0	Dolomicrita peloidal		100						-4,10	-2,85
Ses-2.16	Dolomía bioturbada		100						-3,90	-1,37

4. 1. 3. CALCITAS

Los datos de las relaciones isotópicas de oxígeno y carbono de las calcitas deposicionales de la cuenca pertenecen tanto a niveles de calizas del techo de la Unidad Intermedia como propiamente a la Unidad Superior. Las calcitas deposicionales presentan unos valores de δO^{18} comprendidos entre -4,8 y -8,4 y para el δC^{13} , entre -5,3 y -7,3 (Tabla 5.3. Fig. 5.80).

Tabla 5.3. Relaciones isotópicas de oxígeno y carbono en las muestras de calcita deposicional de la Cuenca de Calatayud.

Muestra	Descripción	Cal	Dol	Mag	Yes	Cel	Fil	Q	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Vel-2.9	Carbonato micrítico	97						3	-6,81	-6,94
Mar-1.7	Grainstone oncolítico	100							-7,28	-6,64
Mon-18	Canales laxos tobáceos	99						1	-8,37	-6,22
Vho-4	Grainstone oncolítico	98						2	-6,61	-5,37
Vel-1.9	Grainstone de caráceas	100							-8,18	-7,21
Mal-9	Grainstone oncolítico	98						2	-7,93	-6,23
Mal-14	Packstone de caráceas	100							-4,86	-5,49

4. 2. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS DE CARBONATOS DEPOSICIONALES

4. 2. 1. MAGNESITAS

La existencia de magnesita laminada de tamaño criptocristalino en asociación con facies salinas de la Cuenca de Calatayud, junto con los altos valores de δO^{18} sugieren un origen temprano (primario o sindiagenético) bajo condiciones evaporíticas. Los altos valores de δO^{18} están en concordancia con los datos isotópicos de otras magnesitas lacustres con texturas similares (Kralik *et al.*, 1989). Por otra parte, los bajos valores de δC^{13} sugieren un ambiente continental donde el agua se encontraría enriquecida en carbono orgánico derivado del suelo (Cañaveras *et al.*, 1998).

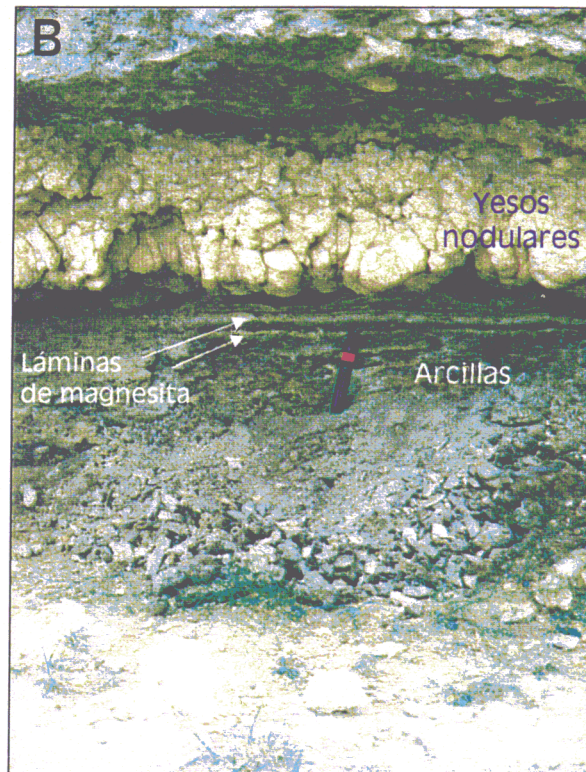
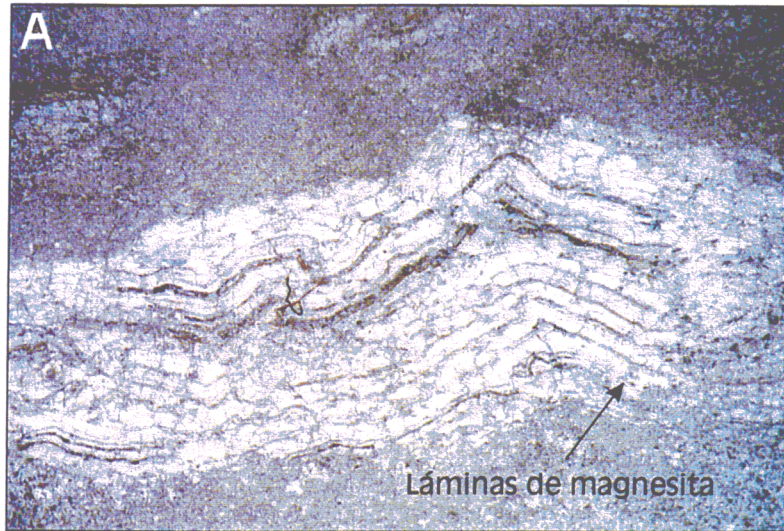
4. 2. 2. DOLOMITAS

Las dolomitas de la Cuenca de Calatayud poseen una señal isotópica típica de unas condiciones de sedimentación lacustre somera (Bellanca *et al.*, 1992; Calvo *et al.*, 1995a). Un bajo contenido en O^{18} de estos carbonatos lacustres someros refleja la influencia de aguas enriquecidas en O^{16} de origen meteórico. Estas aguas suelen ir cargadas en CO_2 isotópicamente empobrecido, procedente de suelos orgánicos, lo que, de la misma forma que para las magnesitas se explicaría su δC^{13} negativo. También, el amplio rango que presentan (junto con los datos de Mayayo *et al.*, 1998) debe ser reflejo de la diversidad de microambientes y procesos que tienen lugar durante su depósito.

4. 2. 3. CALCITAS

Finalmente, las calcitas del techo de la Unidad Intermedia y de la Unidad Superior presentan señales isotópicas típicas de calizas tobáceas y palustres, es decir, de aguas enriquecidas en O^{16} con influencia del CO_2 derivado del suelo.

Lámina 1. a) Fino interlaminado de magnesita/arcillas deformadas de forma previa a su litificación. El espesor de lámina es menor que 1 cm. b) Interlaminado de magnesita/arcilla a base de niveles de yeso nodular. c) magnesita clástica asociada a un nivel arenoso de morfología canalizada y color ocre.



CAPÍTULO 6

ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN. RECONOCIMIENTO DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DE CALATAYUD

En este capítulo se realiza una descripción de las principales asociaciones de facies reconocidas en las distintas unidades sedimentarias del Neógeno de la Cuenca de Calatayud, destacándose el carácter secuencial de gran parte de las asociaciones de facies distinguidas. En algunos casos, la ordenación vertical de facies presenta un neto patrón cíclico que sirve de base para la realización, por primera vez, en el relleno neógeno de esta cuenca, de estudios de ciclicidad sedimentaria probablemente inducida por la variación de los parámetros orbitales (contribución alocíclica).

La descripción e interpretación de las asociaciones y secuencias de facies se lleva a cabo en función de los diferentes ambientes deposicionales de cada una de las unidades mayores del registro neógeno de la cuenca. Gran parte de los términos diferenciados en las asociaciones de facies y secuencias se corresponden con litofacies evaporíticas y/o carbonáticas descritas previamente, por lo que remitimos al lector a capítulos previos para la interpretación concreta de cada término que queda representado por su correspondiente código.

En las asociaciones de facies y secuencias se ha evitado incluir términos correspondientes a carbonatos de origen diagenético. Aunque su presencia es muy importante en la Cuenca de Calatayud, como se estudiará en los capítulos 7 y 8, el presente capítulo describe principalmente la organización en asociaciones de facies y secuencias de las facies deposicionales, en ocasiones precursoras de las diagenéticas.

Las asociaciones de facies y secuencias de este apartado han sido distribuidas de la siguiente forma:

Asociaciones de facies y secuencias de la Unidad Inferior.

- Asociaciones de facies y secuencias de la transición abanico aluvial-margen de lago salino (1-6).
- Asociaciones de facies y secuencias de margen lacustre-lago salino (7-8).

Asociaciones de facies y secuencias de la transición Unidad Inferior-Intermedia (Sierra de Armantes).

- Asociaciones de facies y secuencias de mudflat carbonático-margen lacustre (9-11).

Asociaciones de facies y secuencias de la Unidad Intermedia.

- Asociaciones de facies y secuencias de la transición abanico aluvial-margen lacustre (12-17).
- Asociaciones de facies y secuencias de la transición margen lacustre-lago salino (18-19).
- Asociaciones de facies y secuencias de ambiente palustre (20-23).

Asociaciones de facies y secuencias de la Unidad Superior.

- Asociaciones de facies y secuencias de abanico aluvial-canales fluviales (24).
- Asociaciones de facies y secuencias de ambiente fluviolacustre-tobáceo (25-28).
- Asociaciones de facies y secuencias de ambiente lacustre (29).

1. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INFERIOR.

En las asociaciones de facies de la Unidad Inferior, se han considerado dos ambientes deposicionales básicos: a) transición entre abanicos aluviales-márgenes de lago salino y b) lago salino.

1. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS

1. 1. 1. TRANSICIÓN ABANICO ALUVIAL-MARGEN DE LAGO SALINO

Asociación 1

Los dos términos que componen esta asociación de facies presentan una clara ordenación secuencial (Fig. 6.1):

a) Término inferior con potencia variable entre 4-6 m, de naturaleza siliciclástica, y está formado por lutitas y limos rojos con intercalaciones de niveles tabulares de arenisca (5-30 cm), con laminación paralela, cementada por yeso y a veces bioturbada, incluyendo clastos de magnesita (MT_D). Entre los niveles arenosos se encuentran niveles de magnesita laminada (MT_A) de baja pureza. Frecuente existencia de nódulos de yeso aislados en las arcillas.

b) Término superior de 10-80 cm de potencia, formado por yeso micronodular (A_N) (0,5-3 cm de diámetro) distribuido generalmente en subniveles difusos con una matriz arcilloso-magnesítica (MP_N).

En Fuentes de Jiloca, se reconoce una asociación de facies muy similar (Fig. 6.1) que consta de un tramo inferior (a) lutítico-limoso rojo de potencia muy variable (0,1-10 m), seguido de un tramo yesífero (b) (potencia media de 0,9-1 m), que se compone de yeso secundario con textura alabastrina masiva con cierta estructuración vertical, e individualización de nódulos a base (A_N). En ocasiones, este término es sustituido por grandes nódulos de yeso de hasta 2-3 m de diámetro.

Asociación 2

Está formada por tres términos principales (Fig. 6.1) que se ordenan, de base a techo, de la siguiente forma:

a) Término que consta de lutitas-limos de color rojo cuya potencia puede alcanzar hasta 6 m.

b) Lutitas de color verde-ocre de unos 1,3-1,5 m, que hacia techo pasan a un interlaminado arcilla/magnesita (MT_A). Este término puede presentar nódulos aislados de yeso secundario (A_N), así como venas de yeso fibroso (Y_F) en direcciones verticales-subverticales.

c) Término superior de esta secuencia, con espesor variable entre 10 y 80 cm, que está formado fundamentalmente por yeso micronodular secundario (A_N) en una matriz arcilloso-magnesítica (MP_N).

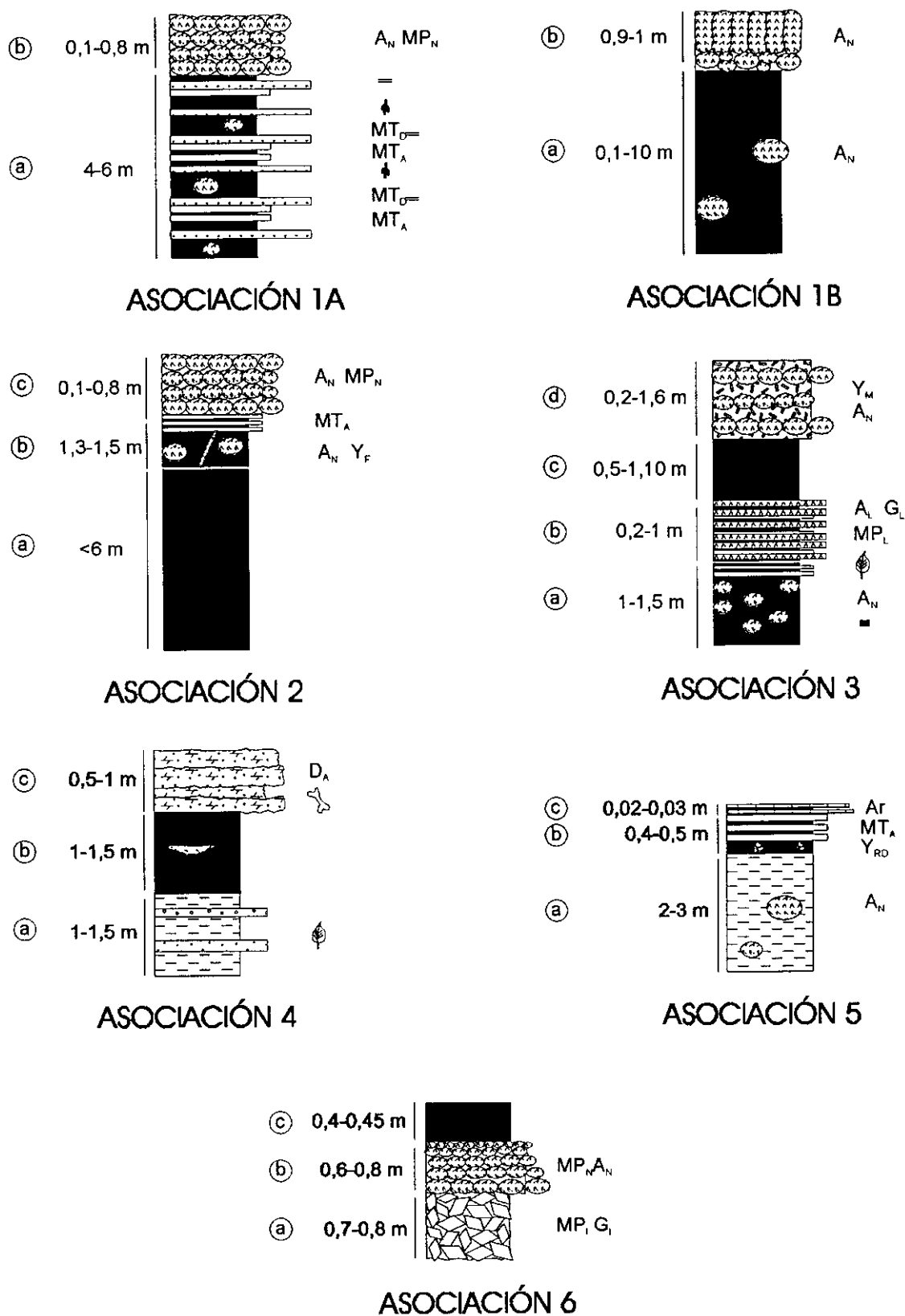


Figura 6.1. Asociaciones de facies y secuencias de la transición abanico aluvial-margen de lago salino (Unidad Inferior).

Asociación 3

No presenta carácter secuencial (Fig. 6.1). Se distingue:

- a) Un término de 1-1,5 m de potencia formado por margas-lutitas grises y verdes muy ocasionalmente bioturbadas con presencia de micronódulos de yeso (A_N) de unos 2 cm de diámetro y nódulos ferruginosos. Hacia techo de este término, se registra un cambio hacia margas magnesíticas laminadas con restos vegetales.
- b) Término de potencia variable entre 0,2 y 1 m, que se compone de láminas alternantes de yeso secundario (A_L , G_L) (<0,5 cm) con láminas de magnesita y/o arcillas magnesíticas (MP_L).
- c) Término de naturaleza siliciclástica formado por unos 0,5-1,10 m de arcillas verde-marrones de carácter masivo.
- d) Término final de 0,2-1,6 m compuesto fundamentalmente por niveles de yeso macrocristalino (Y_M) e intercalaciones de niveles continuos de yeso nodular (A_N) (15-20 cm).

Asociación 4

No posee carácter secuencial (Fig. 6.1), y se compone de:

- a) Término inferior de limos grises y anaranjados de aproximadamente 1-1,5 m de potencia con gran cantidad de restos vegetales, que incluyen algún nivel tabular de arenisca-conglomerado.
- b) Tramo de potencias similares, que se compone de arcillas y limos rojizos-verdes.
- c) Término final que está representado por niveles dolomítico-arenosos muy irregulares (0,5-1 m), organizados en ocasiones en subniveles de 3-4 cm, a veces con bases canalizadas (D_A). Estos niveles contienen restos de vertebrados.

Asociación 5

Esta asociación de facies, que presenta un marcado carácter secuencial (Fig. 6.1), y se compone de:

- a) Término basal de 2-3 m de lutitas-limos de colores grises claros y amarillentos, con estructura masiva y nódulos ocasionales de yeso (A_N).

- b) Tramo de 40-50 cm de arcillas negras laminadas con intercalaciones de magnesita (MT_A), con agregados de yeso lenticular (Y_{RD}) y abundantes restos vegetales orientados.
- c) Término final que se compone de niveles tabulares de aragonito y calcita, de hasta 2-3 cm de espesor, donde el aragonito se dispone de forma radial o con orientación oblicua.

Asociación 6

Esta asociación de facies, de carácter no secuencial (Fig. 6.1), consta de:

- a) Término inferior de unos 70-80 cm de naturaleza arcilloso-magnesítica que constituye la matriz donde aparecen cristales euhedrales-discoïdales de glauberita (MP_I), en ocasiones anhidritizados.
- b) Tramo de unos 60-80 cm, que está compuesto de yeso nodular secundario (A_N) de crecimiento desplazativo-reemplazativo en una matriz lutítico-magnesítica (MP_N). Existe una gradación en el diámetro de los nódulos, desde tamaños superiores a 40 cm en la base hasta micronódulos (1-2 cm) a techo.
- c) Término que consiste en unos 40-45 cm de arcillas masivas gris-verdosas, si bien en ocasiones, en su lugar se encuentra otro tramo de similar espesor formado por arcillas versicolores con niveles tabulares aragonítico-calcíticos de 2-3 cm.

1. 1. 2. MARGEN LACUSTRE-LAGO SALINO

Asociación 7

Esta asociación de facies no presenta carácter secuencial (Fig. 6.2) y se compone de:

- a) Tramo de unos 40-60 cm de yeso nodular secundario (A_N), donde el diámetro de nódulo alcanza los 10 cm, si bien el tamaño medio oscila entre 2 y 3 cm. Los nódulos muestran un carácter desplazativo, y en ocasiones presentan una orientación vertical.
- b) Término de 1,5-2 m que consiste en yeso laminado (procedente de anhidrita y/o glauberita, A_L - G_L) que puede tomar un aspecto micronodular, y en el que aparecen intercalaciones magnesíticas (MP_L). También contiene niveles nodulares con pseudomorfo de glauberita a su base (G_N).
- c) Término que se compone de unos 10-20 cm de arcillas oscuras interlaminadas con magnesita (MT_A).

d) Término final que se encuentra representado por unos 50-70 cm de niveles nodulares-masivos continuos con pseudomorfos de glauberita en su base, y con intercalaciones de magnesita y arcillas (A_N - G_N).

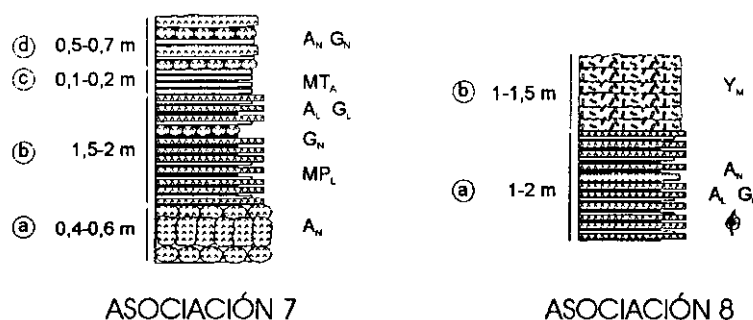


Figura 6.2. Asociaciones de facies y secuencias de margen lacustre-lago salino (Unidad Inferior).

Asociación 8

Esta asociación de facies presenta un marcado carácter secuencial (Fig. 6.2) y está formada por:

a) Término inferior, de 1-2 m de potencia, de yeso secundario laminado (procedente de anhidrita fundamentalmente y glauberita subordinada, A_L - G_L) con grosor de lámina de aproximadamente 1 cm e intercalaciones milimétricas arcillosas pardo-rojizas con algunos restos vegetales orientados. Localmente, se observan en este término niveles nodulares con continuidad lateral de 3-4 cm de espesor (A_N).

b) Término superior de 1-1,5 m de potencia que se compone de niveles irregulares de 10-15 cm formados a su vez por subniveles de aproximadamente 1 cm de potencia de yeso macrocristalino (Y_M).

1. 2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS. CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES

1. 2. 1. TRANSICIÓN ABANICO ALUVIAL-MARGEN DE LAGO SALINO

En apartados precedentes de la presente Tesis Doctoral, se ha reflejado la asimetría sedimentaria existente en los depósitos aflorantes de Unidad Inferior, con un gran desarrollo de las facies de abanico aluvial distal y amplios cambios laterales de facies según la dirección longitudinal de la cuenca, pero, sin embargo, con un pobre desarrollo de facies aluviales distales y cambios laterales de facies cortos según la

dirección transversal de cuenca. Por esta razón, realizamos un tratamiento individualizado de las asociaciones de facies y secuencias de cada sector.

SECTOR NOROCCIDENTAL-SURORIENTAL

En los sectores noroccidentales y surorientales de la cuenca, el ambiente sedimentario que definen las asociaciones de facies 1-3 corresponde a un medio de transición entre facies distales de abanico aluvial (Subunidad L_R -INF) y depósitos de margen de lago salino (Subunidad Y_{LN} -INF), reconociéndose extensas llanuras lutíticas "mudflat" (Hardie et al. 1978) formadas por depósitos de lutitas y limos rojos alimentados por sistemas canalizados de tipo braided, con presencia de nódulos de yeso.

Los canales efímeros de tipo braided caracterizan la parte media-distal de los abanicos aluviales (ver sondeos de la Junta de Energía Nuclear en el capítulo 3) haciéndose cada vez más someros hacia el pie del abanico de forma que su posición cambia rápidamente originándose un depósito sedimentario arenoso-limoso causado por corrientes laminares (Bull, 1972).

Los materiales limoso-lutíticos rojos en buena parte de las asociaciones de facies descritas corresponden al depósito de materiales finos transportados en flujo laminar (arroyada difusa) de baja energía en ambientes de llanura lutítica, con bajo gradiente, en la periferia de lagos salinos (Tunbridge, 1984). Estas áreas son rápidamente colonizadas por vegetales y hay procesos de hidromorfismo por la saturación en agua del sedimento tras un episodio de arroyada y/o lluvias intensas (Duchaufour, 1984). Las tonalidades rojizas son características de condiciones oxidantes y exposición continuada en la llanura lutítica.

El margen del lago salino quedaría representado por la existencia de facies de tipo lutítico-margoso de color verde, facies magnésicas y depósitos evaporíticos característicos de procesos de evaporación capilar o de aguas muy someras. La facies de arcillas/margas verdes y grises, a menudo con restos vegetales orientados, es indicativa de una deposición por decantación en períodos de dilución-expansión del lago salino. Los colores verdosos de estos materiales indican que han estado sometidos a condiciones reductoras, provocadas por una saturación en agua por largos períodos de tiempo (Retallack, 1988). Su deposición también puede ser característica de un encharcamiento efímero, en zonas ligeramente deprimidas entre dos lóbulos de derrame (Tunbridge, 1984). Estos encharcamientos son muy comunes en ambientes de llanura lutítica (Hardie et al., 1978, Salvany, 1990, Sanz-Montero et al., 1995). La existencia de una

estacionalidad de tipo climático se refleja en materiales interlaminados de margen de lago salino que constan de arcillas y margas (período de dilución) y magnesitas (período de concentración relativa de las aguas con ascenso de la relación Mg/Ca).

Existe una gradación zonal en las tres asociaciones de facies descritas, donde la asociación 1 es la más marginal, mientras que la asociación 3 ocupa posiciones algo más centrales dentro de este medio deposicional.

La asociación de facies 1 representa una secuencia de expansión del lago salino con una evolución en la vertical desde un ambiente de llanura lutítica representado por depósitos lutítico-limosos rojos con nódulos de yeso y niveles tabulares de arenisca hacia un ambiente de margen lacustre representado por yesos nodulares en matriz magnesítica. Los materiales magnesíticos constituyen el depósito real de margen lacustre, mientras que el desarrollo de morfologías nodulares corresponde a procesos sobreimpuestos de evaporación capilar en zona vadosa dentro del material previamente precipitado, en relación con un descenso del nivel del lago.

Los niveles tabulares de arenisca con laminación paralela corresponden a depósitos de "sheet flood" formados en períodos de avenida, que removilizan sedimentos magnesíticos previos del margen lacustre, como lo demuestra la inclusión de cantos de magnesita (MT_D) con un tamaño hidráulico equivalente bastante mayor que el tamaño arena.

En algunos casos, la existencia de una estructuración vertical previa (probablemente huellas de raíces) de los soportes margoso/magnesíticos podría condicionar el desarrollo de morfologías de elongación vertical en yeso (secundario, procedente de anhidrita)

La asociación de facies 2 representa un ciclo de expansión-retracción lacustre. La existencia de niveles de arcillas/margas verdes sobre lutitas y limos rojos constata la expansión lacustre, con un tránsito desde facies con evidencias de exposición subaérea a facies características de condiciones subacuáticas. A partir de este momento se inicia un ciclo de retracción-somerización lacustre que conlleva en primer lugar la concentración de la salmuera, ascenso de la relación Mg/Ca con precipitación de magnesita. Posteriormente, con el progresivo descenso de las aguas del lago, se produce un intenso desarrollo de nódulos de anhidrita por evaporación capilar desde un nivel freático somero.

La asociación de facies 3 representa sectores más centrales dentro de este medio deposicional constituyendo la transición a los márgenes del lago salino, donde se registran importantes oscilaciones del nivel de base del lago; se alternan períodos de expansión-dilución lacustre (tramos de lutitas y margas verdes) con fases en que se adquiere una concentración suficiente de la salmuera como para producir la precipitación primaria de anhidrita/glauberita bajo lámina de agua muy somera. La solubilidad de las fases evaporíticas favorece la génesis de procesos de disolución-reprecipitación que se traducen en yeso secundario macrocristalino.

SECTORES ORIENTAL-OCCIDENTAL

Las asociaciones de facies 4-6 de los márgenes oriental y occidental de cuenca representan el cambio lateral de facies entre las subunidades L_G -INF y Y_{LN} -INF, que se produce de forma abrupta y rápida en sólo unos centenares de metros (Bomer, 1960). En este caso, no existe desarrollo de llanura lutítica, y los abanicos aluviales son característicos de alto gradiente y pendiente deposicional. La Subunidad L_G -INF se corresponde con un estrecho cinturón de facies distales de abanico aluvial con materiales terrígenos que pierden rápidamente su eficacia de transporte pasando con rapidez a sedimentos de carácter evaporítico; en ocasiones representan depósitos de *fan delta* generados de forma subacuática en los márgenes de lago salino durante períodos de avenida. Los depósitos de la Subunidad Y_{LN} -INF representan las facies de margen salino, de forma similar a las existentes en los sectores noroccidental y suroriental.

La asociación de facies 4 representa la sedimentación en los sectores más distales de los abanicos, donde se alternan episodios de deposición lutítico-limosa por arroyada difusa con períodos en que domina la decantación de finos bajo lámina de agua con restos de plantas orientados. Son comunes los niveles de arenas dolomíticas con morfología de canal laxo y que se prolongan hasta los márgenes lacustres, como posible producto de una precipitación-cementación de dolomita de materiales siliciclásticos en ambiente vadoso, mediante una concentración del agua de poros provocada por evaporación capilar desde un nivel freático somero adquiriéndose condiciones de sobresaturación en dolomita. A base de estos niveles es frecuente encontrar restos de fauna.

La asociación de facies 5 representa una secuencia de somerización lacustre con un consiguiente incremento de la concentración de la salmuera hacia su techo; desde unos materiales lutíticos de decantación propios de una expansión-dilución lacustre se evoluciona en la vertical hacia unos materiales magnesíticos característicos de una mayor

concentración de Mg/Ca, y por último, se produce la precipitación de evaporitas (anhidrita/yeso) como término final de la secuencia. La diagénesis de estos últimos niveles provoca la sustitución temprana de las evaporitas por aragonito/calcita, como se estudiará en el siguiente capítulo.

La asociación de facies 6 es característica de facies de margen lacustre salino diferenciándose dos secuencias parciales de somerización; en un primer momento, se produce la precipitación de glauberita intrasedimentaria en la zona freática o inmediatamente sobre el mismo dentro de un sustrato magnesítico; el descenso del nivel de base del lago provocaría la precipitación de anhidrita nodular primaria en ambiente vadoso, por evaporación capilar. La segunda secuencia de somerización parte de un nuevo pulso de expansión lacustre y dilución de las aguas del lago con arcillas verde-grisáceas, que en ocasiones evoluciona a la precipitación de anhidrita/yeso bajo lámina de agua somera, que posteriormente pueden ser reemplazados por aragonito/calcita, como en la asociación de facies 5.

1. 2. 2. MARGEN LACUSTRE-LAGO SALINO

Las asociaciones de facies de margen lacustre-lago salino, representadas en las subunidades Y_{LN} -INF y Y_L -INF, caracterizan un medio deposicional lacustre salino en los sectores más centrales de la cuenca. La sedimentación salina en este medio deposicional comprende principalmente facies anhidríticas, glauberíticas y yesíferas, con magnesita como fase carbonática principal. Si bien, el registro sedimentario en las zonas centrales de cuenca es indicativo de una sedimentación lacustre evaporítica más o menos estable durante un gran período de tiempo, solamente interrumpida por discontinuidades menores, sin relevancia en la distribución de unidades-subunidades en la cuenca, los sectores de margen de lago pueden acusar las oscilaciones del nivel de base del lago.

Así, la asociación de facies 7 caracteriza tanto la sedimentación evaporítica de ámbito lacustre como la existente hacia los márgenes del lago salino (tránsito Y_{LN} -INF- Y_L -INF). De esta forma, se alternan períodos de sedimentación evaporítica subacuática estable formados por interlaminados de anhidrita-glauberita/magnesita, con períodos de dilución relativa del lago salino en que los pareados se componen únicamente de magnesita/arcillas. En períodos de desecación lacustre se produce la restricción de la sedimentación evaporítica, acompañándose de exposiciones subaéreas prolongadas de materiales del margen lacustre. El resultado de esta exposición se traduce en el desarrollo de potentes capas de nódulos de anhidrita primarios en encajantes arcilloso-magnesíticos en la zona vadosa. La presencia de pseudomorfos de glauberita asociados a niveles

nodulares sería el producto de la disolución incongruente de glauberita en contacto con aguas meteóricas diluidas, pseudomorfización por yeso, y transformación yeso-anhidrita por deshidratación directa, en presencia de una fase acuosa (Mees, 1998). Posteriormente, se produciría una nueva rehidratación a yeso secundario.

La asociación de facies 8 constituye el reflejo de una sedimentación de ámbito más lacustre en posiciones más centrales de la cuenca (Subunidad Y_L -INF), donde no existe un registro directo de las oscilaciones del nivel de base de las aguas del lago salino, como el existente en zonas de margen lacustre. La sedimentación evaporítica es bastante monótona dominada fundamentalmente por anhidrita laminada y glauberita subordinada, que sólomente se encuentran en alternancia con finas láminas arcillosas reflejando una deposición de control estacional. Dentro de la Subunidad Y_L -INF, como se ha indicado previamente, existe una tendencia evolutiva hacia su techo, que supone la pérdida progresiva de glauberita, y el aumento de las proporciones de yeso sindeposicional interlaminado con anhidrita. La existencia de niveles de yeso macrocristalino cabe interpretarse como resultado de un proceso de disolución y reprecipitación temprana de fases salinas solubles primarias como glauberita y/o halita.

1. 3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INFERIOR

En función de la información de los sondeos de investigación de Marín (1932), y teniendo presente la ausencia de control de las relaciones laterales de los materiales cortados en el subsuelo, se reconoce una unidad evaporítica que llega a aflorar en superficie constituyendo la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud. Como se ha visto en el capítulo 3, la Unidad Inferior se compone en gran parte de potentes depósitos halítico-anhidríticos subsuperficiales. Aunque las descripciones de asociaciones de facies y secuencias corresponden a los tramos superficiales aflorantes de la Unidad Inferior, se incluye en este apartado una interpretación de la información de subsuelo de la cuenca, y el modelo de sedimentación tanto para los tramos inferiores, como los superiores de la Unidad Inferior.

TRAMOS INFERIORES NO AFLORANTES DE UNIDAD INFERIOR.

Los tramos evaporíticos no aflorantes la Unidad Inferior, pueden ser incluidos dentro de un modelo de sedimentación de lago salino que comprende una cuenca endorreica con un importante depocentro de sedimentación evaporítica (halita, yeso/anhidrita). Aunque se desconocen las relaciones laterales de las facies halítico-anhidríticas hacia los márgenes del lago salino, consideramos probable una paragénesis

salina continental constituida por facies sulfatadas y cloruradas, de forma muy similar a las formaciones evaporíticas que se han descrito en las cuencas del Ebro y Madrid.

Dentro de un modelo clásico, la halita intercalada con anhidrita ocupa por lo general los sectores más centrales y topográficamente deprimidos de cuencas evaporíticas continentales (Hardie et al., 1978); del mismo modo que la mayoría de las secuencias deposicionales antiguas con evaporitas marinas, gran parte de las evaporitas terciarias (y modernas) se componen de potentes y extensos depósitos de halita (Hardie, 1984), de hasta varios centenares de metros. Según éste último autor, la mayoría de los lagos salinos continentales modernos se encuentran enriquecidos en NaCl, siendo los minerales salinos más comunes la halita y el yeso.

En referencia a las cuencas del Ebro y Madrid, se han reconocido formaciones evaporíticas muy similares a las existentes en el subsuelo de la Cuenca de Calatayud. Así, en las formaciones evaporíticas no marinas del sector occidental de la Cuenca del Ebro, existen potentes, extensos y variados depósitos de facies sulfatadas-cloruradas; la potencia en el centro de la cuenca alcanza varios cientos de metros, y una extensión de 80-100 km de largo y 30-50 km de ancho quedando constituidas básicamente en este sector por yeso, anhidrita y halita con pequeños porcentajes de otros sulfatos como glauberita y polihalita. Los grandes depósitos de halita se localizan en la Fm. Falces (Salvany, 1989) y en la Fm. Zaragoza (Ortí y Pueyo, 1977). Se pueden encontrar depósitos análogos de carácter sulfatado-sódico en la Cuenca de Madrid; así, presenta halita en la Subunidad Inferior de la Unidad Salina en láminas alternantes con anhidrita-magnesita, glauberita-anhidrita, polihalita-halita, mientras que en la Subunidad Superior existe thenardita masiva con glauberita en menor proporción, sobre lutitas homogéneas rojizas con halita y/o glauberita (Ordóñez y García del Cura, 1994).

TRAMOS SUPERIORES DE LA UNIDAD INFERIOR

Para la elaboración de un modelo de sedimentación para los tramos superficiales de Unidad Inferior, se cuenta con: a) los estudios realizados a nivel de superficie, y b) con la información proporcionada por los sondeos de MYTA en el sector Sur de Armantes que alcanzan unos 100 m, además de c) los sondeos de Marín (1932), cuyos tramos superficiales comprenden entre 124-138 m de un tramo testificado como “arcilla gris yesífera”, que presenta claras diferencias con los tramos halítico-anhidríticos inferiores:

a) Los estudios realizados en los afloramientos de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud durante el transcurso de esta Tesis Doctoral reflejan que prácticamente toda

la unidad se encuentra formada por facies de yeso secundario procedentes principalmente de la transformación de litofacies anhidríticas, y en menor grado glauberíticas. La presencia de yeso primario en esta unidad es minoritaria, reflejándose de forma más importante hacia los tramos de techo en los sectores centrales, a la vez que desaparece cualquier tipo de evidencia de glauberita.

b) Aunque la información procedente de los sondeos de MYTA en el sector Sur de Armantes (Bloque Norte-Armantes) es parcial, las facies evaporíticas en él representadas corresponden a sectores de relativa marginalidad dentro del lago salino de Unidad Inferior, encontrándose en cambio de facies con lutitas y limos rojos con nódulos de yeso. La mayor abundancia de tramos de carácter terrígeno en los sondeos 1 y 3 indican sectores más marginales, mientras que los sondeos 2, 4 (éste sin registro), y 5 quedan localizados en áreas algo más centrales, con menor influencia de los aportes siliciclásticos (ver capítulo 3).

Los sondeos del Permiso de Investigación Cristina de MYTA muestran la existencia de litofacies primarias anhidríticas, glauberíticas y thenardíticas bajo una cobertera de transformación a yeso secundario que oscila, por lo general, entre los 10 y 20 m de potencia. Los sondeos 2 y 5, muy cercanos entre sí, reflejan la existencia de glauberita y thenardita junto con anhidrita y yeso (ver capítulo 3). La comparación de ambos sondeos muestra que los tramos enriquecidos en glauberita se adelgazan hacia áreas más internas de la cuenca mientras que hacia sectores externos entran en cambio de facies con las lutitas y limos rojos con nódulos de yeso. Sin embargo, la glauberita se encuentra ausente de los sondeos 1 y 3 donde su carencia se suple con litofacies thenardíticas, yesíferas, y anhidríticas.

En los sondeos del Sur de Armantes, no se reconocen litofacies halíticas, aunque sin embargo, en los análisis químicos realizados en las muestras del sondeo 2 (el más interesante desde el punto de vista minero) se determinaron contenidos en cloruros en tramos glauberíticos de hasta un 2-4%, mientras que en los tramos ricos en sulfato cálcico, este contenido es bajo o inapreciable.

c) En la parte más superficial de los sondeos de Cifuentes y Paracuellos de Jiloca (Marín, 1932) se reconoce un tramo de 32-36 m de depósitos fluviales, y bajo éste, un tramo de 124-138 m, testificado como arcilla gris yesífera. En este tramo no se reconocieron facies halíticas o anhidríticas.

Es necesario realizar algunas puntualizaciones con el objetivo de ordenar toda la información existente sobre las facies evaporíticas de los tramos de techo de la Cuenca, tanto a nivel de superficie, como de subsuelo. Como se ha comentado en los capítulos previos, la cuenca se encuentra compartimentada en cuatro grandes bloques tectónicos delimitados por tres lineaciones estructurales. El Bloque Norte-Armantes representa el labio levantado respecto de los bloques tectónicos del Sur; a su vez, el Bloque Sur-Páramo se encuentra levantado respecto de los bloques marginales Sur-Oriental y Sur-Occidental. Este juego de bloques y la compleja arquitectura deposicional de unidades, determina que las facies lateralmente equivalentes a las evaporitas de Unidad Inferior del Bloque Norte-Armantes, se encuentren formando los tramos inferiores de las secuencias de Unidad Inferior en el Bloque Sur-Páramo, encontrándose hundidas en los bloques Sur-Oriental y Sur-Occidental.

Aunque se desconoce la ubicación exacta de los sondeos de Marín (1932), puede indicarse que la similitud en los tramos litológicos cortados por ambos sondeos, nos hace suponer que, al menos, se encuentran en el mismo bloque tectónico. Por esta razón, pensamos que su localización se corresponde con el Bloque Sur-Occidental de la cuenca, que representa el labio hundido respecto del Sur-Páramo mediante la fractura del Río Jiloca, y que también representa el labio hundido, junto con los otros dos bloques tectónicos del Sur, respecto del Bloque Norte-Armantes, mediante la fractura del Río Jalón.

Con esta premisa, el tramo equivalente de los 124-138 m de “arcilla gris yesífera” de los sondeos de Marín (1932) podría estar en parte representado en los tramos inferiores de serie evaporítica en el Bloque Sur-Páramo, que a su vez, se corresponde con los tramos evaporíticos del Sur de Armantes. Mediante la interpretación de estas correlaciones, pensamos que la testificación de este tramo de sondeo no fue del todo correcta, ya que posiblemente no se reconocieron facies anhidríticas, glauberíticas y/o halíticas, que en buena lógica deberían estar presentes como asociaciones de facies anhidríticas-glauberíticas o anhidríticas-halíticas laminadas; en ambos casos, el predominio de la anhidrita sería una constante en el centro de la cuenca.

Para los tramos superiores de la Unidad Inferior, interpretamos un modelo de sedimentación evaporítica en cuenca continental endorréica, donde extensas llanuras lutíticas compuestas por lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (Subunidad L_R-INF) pasan hacia el margen de lago salino, en zonas más centrales, a litofacies anhidríticas y glauberítico-thenardíticas, con yeso subordinado y magnesita como carbonato principal asociado (Subunidad Y_{LN}-INF). Estas facies formarían un cinturón marginal alrededor de

un núcleo central, cuya composición más probable sería anhidrítica-glauberítica (Subunidad Y_L-INF) (y/o halítica en profundidad). El lago salino presenta alta estabilidad, pudiendo ser considerado como lago perenne, ya que probablemente no se llegó a una desecación absoluta en los sectores centrales, aunque las variaciones climáticas repercutían en importantes fluctuaciones de los márgenes lacustres (Fig. 6.3).

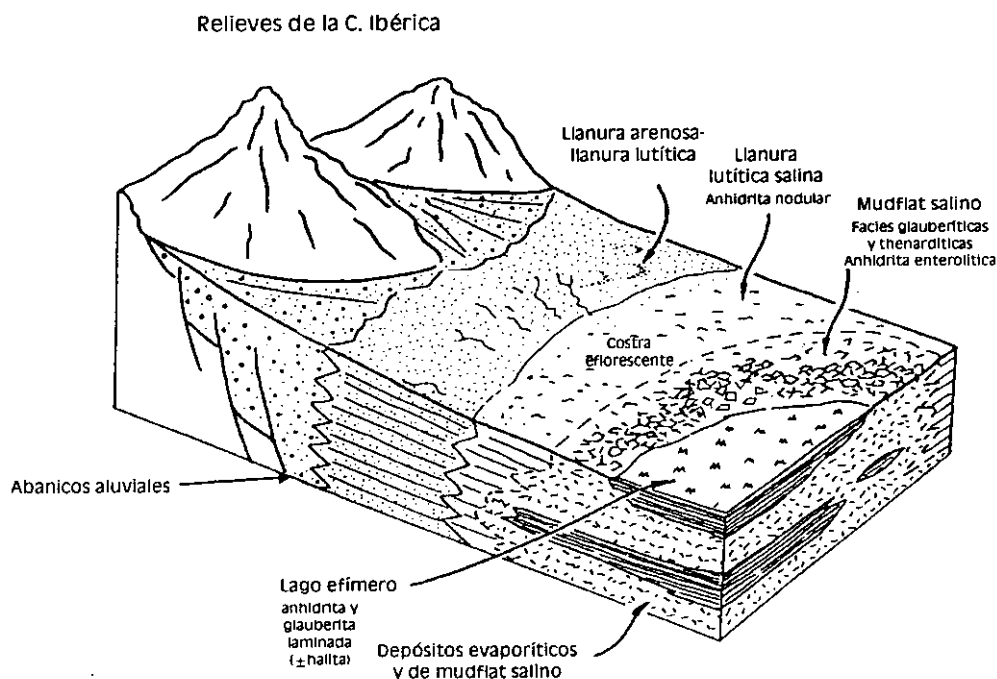


Figura 6.3. Modelo de sedimentación para los tramos superiores evaporíticos de la Unidad Inferior.

2. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. UNIDAD INFERIOR-INTERMEDIA (SIERRA DE ARMANTES)

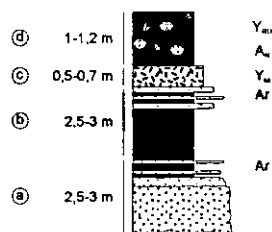
Como caso especial, se han extraído las siguientes asociaciones de facies de la transición litológica en la vertical entre las subunidades L_R-INF/Y_{LN}-INF a la Subunidad DM_D-INT en el NO de la cuenca, ya que son representativas de un importante cambio en el régimen sedimentario de la Unidad Inferior a la Unidad Intermedia. En este sentido, son asociaciones de facies con un carácter local para este sector de la cuenca, donde la sedimentación no se ha visto afectada por discontinuidades relevantes, que caracterizan un ambiente de mudflat carbonático-margen lacustre. El modelo de sedimentación se tratará de forma conjunta con el de la Unidad Intermedia.

2. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS

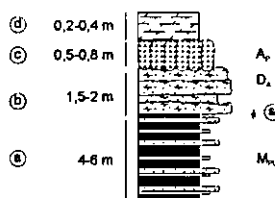
Asociación 9

Asociación que no posee carácter secuencial (Fig. 6.4) compuesta de:

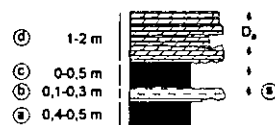
- Un término (2,5-3 m), de base erosiva, que se compone a base de gravas polimícticas heterométricas en matriz arenosa que se encuentra cementada por yeso; hacia techo del mismo tramo, se pasa a areniscas de grano fino-medio igualmente cementadas por yeso, y finalmente arcillas ocre-rojizas con carbonatos tabulares diagenéticos con aragonito.
- Tramo de 2,5-3 m de arcillas verdes-grises que pasan a tonos anaranjados-rojizos hacia techo. El último medio metro es una alternancia de arcillas rojizo-anaranjadas y niveles de limos y areniscas de unos 3-4 cm de potencia, que se acompaña de niveles tabulares calcítico-aragoníticos diagenéticos de 1-2 cm.
- Término con 0,5-0,7 m de niveles de yeso macrocristalino (Y_M).
- Tramo de 1-1,2 m de arcillas ocre con pequeños nódulos (A_N) y cristales lenticulares de yeso (Y_{RD}).



ASOCIACION 9



ASOCIACION 10



ASOCIACION 11

Figura 6.4. Asociaciones de facies y secuencias de mudflat carbonático-margen lacustre (transición Unidad Inferior-Unidad Intermedia).

Asociación 10

Asociación de facies que no posee carácter secuencial (Fig. 6.4), y que se compone de:

- Un primer tramo de 4-6 m de lutitas-limos rojos con niveles tabulares de arenisca y magnesita intercalada.

- b) Un término de 1,5-2 m formado por un carbonato dolomítico noduloso (D_B) con cemento yesífero, que puede presentar a su base un nivel de turba con silicificaciones de raíces.
- c) El siguiente término es un yeso nodular de orientación vertical (A_N) con una potencia que oscila entre 0,5-0,8 m.
- d) Finalmente, existe un término margoso gris con una potencia de 0,2-0,4 m.

Asociación 11

Asociación de facies que no posee carácter secuencial (Fig. 6.4) compuesta por:

- a) Término de 40-50 cm de arcillas y margas negras que van pasando hacia techo a unos materiales peloidales magnesíticos cementados por yeso.
- b) Tramo compuesto por niveles de silex altamente irregulares de unos 10-30 cm de espesor.
- c) Tramo formado por una turba-marga oscura-ocre de unos 0-50 cm.
- d) Término final de 1-2 m de potencia que se compone de carbonatos dolomíticos subdivididos en niveles de unos 15 cm, que están bioturbados por raíces y poseen cementación yesífera (D_B). Existe una tendencia estratodecreciente de los niveles a la vez que se hacen más tabulares y recrystalizados.

2. 2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS. CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES

2. 2. 1. MUDEFLAT CARBONÁTICO-MARGEN LACUSTRE

Las asociaciones de facies 9 a 11 caracterizan un medio deposicional de transición entre un mudflat dolomítico con amplio desarrollo y un margen lacustre de composición mixta evaporítico-carbonática. Este medio deposicional quedaría solamente representado hacia la base de la Subunidad DM_D -INT, y techo de las subunidades L_R -INF y Y_{LN} -INF en el sector Sur de la Sierra de Armantes, y refleja una transición en la vertical desde un medio deposicional típico de lago salino con desarrollo de amplias llanuras

lutíticas (Unidad Inferior), a un medio deposicional característico de un lago somero carbonático (dolomítico) con amplios *mudflat* y ocasionales períodos de precipitación evaporítica (Unidad Intermedia).

La asociación de facies 9 registra la alternancia de períodos de expansión lacustre y dilución de la salmuera que se corresponden tanto con la existencia de tramos lutítico/margosos, con precipitación de anhidrita nodular en zona vadosa cuando hay descenso del nivel lacustre, o con algunas etapas de precipitación evaporítica (anhidrita y yeso) en períodos en que se mantiene una fina lámina de agua. En algún caso, las evaporitas se transformaron a yeso macrocristalino por disolución-reprecipitación. Los niveles tabulares de calcita-aragonito se encuentran en relación con una diagénesis temprana de niveles evaporíticos previos (anhidriticos y yesíferos) con aportes de aguas de composición meteórica. El aragonito, precipitaría en zona freática o en la interfase sedimento-agua en márgenes lacustres en los primeros centímetros de sedimento reemplazando fases evaporíticas previas, y posteriormente, se produciría la calcitización total o parcial del mismo. La existencia de canales siliciclásticos se encuentra en relación con algunos períodos anómalos con mayores aportes de agua que llegan al ámbito lacustre de forma organizada, en canales, que predominan sobre los depósitos de mantos de arroyada de arenas, limos, y arcillas.

La asociación de facies 10 caracteriza materiales de llanura lutítica intercalados con niveles tabulares arenosos típicos de mantos de arroyada que evolucionan hacia un fino nivel de turba, que indica la existencia de encharcamientos en la llanura lutítica en que se produce una acumulación de materia orgánica por una colonización vegetal, y que evolucionan hacia cuerpos de dolomías nodulosas que caracterizan un *mudflat* dolomítico. Estas dolomías son representativas de la zona de oscilación del nivel de base del lago, o de charcas marginales en la llanura lutítica; la desecación y exposición subaérea de los materiales de *mudflat* carbonático favorece su bioturbación. Estos materiales pueden ser cementados por cristales poiquilotópicos yesíferos que indican una precipitación diagenética temprana en capas superficiales (Saigal y Walton, 1988) por evaporación de aguas freáticas a través de sedimentos expuestos en ambiente subaéreo, posiblemente en zonas cercanas a la situación del freático (Watson, 1983).

Las fluctuaciones en la concentración de las aguas del lago salino pueden dar lugar a la precipitación ocasional de magnesita, que posteriormente, en un descenso del nivel de aguas del lago, puede ser bioturbada, y en condiciones de alta evaporación, el ascenso por capilaridad de aguas concentradas desde el nivel freático produce la precipitación de nódulos de anhidrita con elongación vertical. Los niveles margosos estarían en relación con una expansión-dilución lacustre.

La asociación de facies 11 caracteriza un ambiente de margen lacustre en el que existen períodos de gran acumulación de materia orgánica. Los tramos lutítico-margosos de color gris-negro indican períodos de expansión lacustre e inundación, que pueden evolucionar hacia una somerización del sistema con una concentración de la salmuera de dos formas distintas: a) precipitación muy somera de magnesita, que sufre procesos de formación de peloides y desecación por exposición efímera del barro carbonático. La intensidad de los procesos evaporativos y la posición del nivel freático puede controlar la precipitación de anhidrita entre los peloides. b) precipitación de niveles dolomíticos de forma subacuática somera, de forma que son rápidamente bioturbados y desecados cuando quedan expuestos de forma efímera.

3. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INTERMEDIA

3. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS

3. 1. 1. TRANSICIÓN ABANICO ALUVIAL-MARGEN LACUSTRE

Asociación 12

Asociación de facies de carácter no secuencial (Fig. 6.5) compuesta por:

- a) Término de 1,5-2 m de potencia que se forma de una alternancia de niveles de arenisca de grano fino-medio con cantos de cuarcita, y por otra parte arcillas rojas. Se pueden localizar numerosas geodas de calcita.
- b) El siguiente término (0,5-1 m) se forma de niveles de arenisca calcárea (calcita) de morfología irregular.
- c) Último término, de 0,5-0,75 m, que se corresponde con limos-lutitas de color rojo.

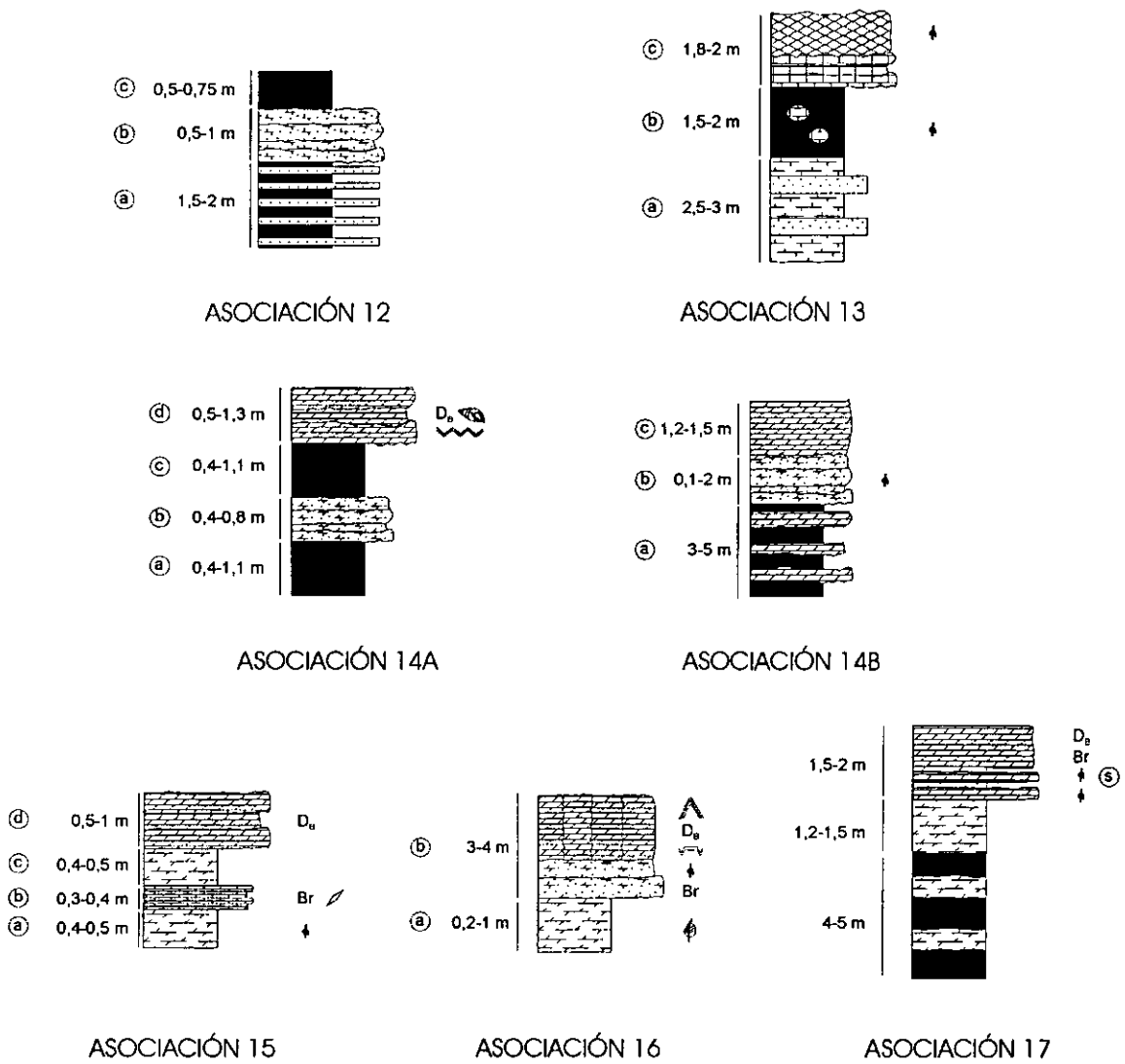


Figura 6.5. Asociaciones de facies y secuencias de la transición abanico aluvial-margen lacustre (Unidad Intermedia).

Asociación 13

Asociación de facies de carácter secuencial (Fig. 6.5) que se compone de:

- a) Un tramo de 2,5-3 m compuesto por margas laminadas blancas con importante nodulización y variaciones hacia términos más lutítico-limosos y arenosos.
- b) Un tramo de 1,5-2 m compuesto de lutitas y limos rojos bioturbados con nódulos de carbonato (calcita).
- c) Término final calizo, con una potencia media de 1,8-2 m, donde la parte basal es de marcada estructura planar con cementos de calcita, y la parte media-

superior es un carbonato noduloso con bioturbación de raíces y alta recristalización.

Asociación 14

Asociación de facies de organización no secuencial (Fig. 6.5), que consta de:

- a) Un término de lutitas y limos rojos con marmorizaciones y potencia muy irregular (0,4-1,1 m).
- b) Término formado por areniscas de grano fino algo dolomíticas (0,4-0,8 m).
- c) Término lutítico-limoso muy similar al inicial (0,4-1,1).
- d) Tramo final formado por un carbonato dolomítico (D_B) de potencia variable (0,5-1,30 m) con laminación algal bien definida y con algunos gasterópodos de pequeño tamaño.

Otra asociación de facies de carácter no secuencial muy similar a la descrita (Fig. 6.5) se compone de:

- a) Un término lutítico-limoso rojizo (3-5 m) con niveles irregulares calcáreos (dolomíticos) intercalados, que algunas veces pasan a techo a margas blancas-grises o verdes intercaladas.
- b) Término que puede estar ausente, compuesto por arenisca de grano fino a medio muy dolomítica (0-1,2 m). Presenta evidencias de bioturbación de raíces, y hacia su techo el aspecto es básicamente noduloso. Existen cementos de calcita.
- c) El último término (1,2-1,5 m) se compone de niveles dolomíticos ricos en terrígenos con cantos blandos arcillosos. Puede presentar una estructura planar o nodulosa.

Asociación 15

Asociación de facies de carácter no secuencial con cuatro términos fundamentales (Fig. 6.5):

- a) El primer término está formado por unos 40-50 cm de margas fisibles de color pardo oscuro hacia la base que pasan hacia techo a margas blancas bioturbadas.
- b) El siguiente término se corresponde con unos 30-40 cm de niveles tabulares centimétricos de calcita laminada, de textura brechoidea, que presenta a techo moldes de yeso lenticular.
- c) Término formado por margas grises a ocre (40-50 cm).
- d) Tramo formado por niveles dolomíticos homogéneos (0,5-1 m) de morfología tabular y bioturbación de raíces a techo (D_B).

Asociación 16

Asociación de facies con carácter secuencial (Fig. 6.5) que consta de:

- a) Tramo basal de unos 0,2-1 m de margas dolomíticas verde oscuras con materia orgánica y restos vegetales flotados.
- b) El siguiente tramo, de 3-4 m de potencia, es complejo, de naturaleza dolomítica (D_B) con importantes variaciones laterales de espesor. Dentro de este tramo, de forma difusa, se distinguen subniveles. Generalmente, la parte inferior es rica en terrígenos con bioturbación, brechificación, y grietas de desecación, mientras que la parte superior se caracteriza por una estructura vertical.

En ocasiones, dentro de este tramo, algunos niveles dolomíticos, con potencias entre 1,5-1,75 m, presentan laminación fenestral, con estructuras pseudoanticlinales (morfológicamente "tepees") y estructuras dish marcadas por intercalaciones margosas.

Asociación 17

Esta asociación de facies se presenta con carácter secuencial (Fig. 6.5) y se encuentra formada por:

- a) Tramo basal de unos 4-5 m de arcillas y margas dolomíticas blancas y verdes.

b) Término de unos 1,2-1,5 m de potencia compuesto por paquetes dolomítico-margosos intercalados con finos niveles de margas dolomíticas de color blanco con óxidos de hierro.

c) Un tramo superior de 1,5-2 m formado por dolomías recristalizadas y brechificadas de color negro con indicios de karstificación. Hacia su base se encuentran tábulas de unos 10 cm con huellas de raíces separadas por margas verdes. La silicificación puede llegar a presentarse de forma importante en estos niveles.

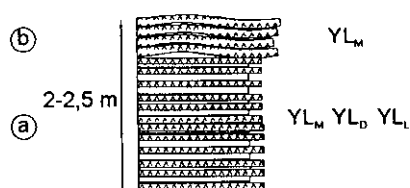
3. 1. 2. TRANSICIÓN MARGEN LACUSTRE-LAGO SALINO

Asociación 18

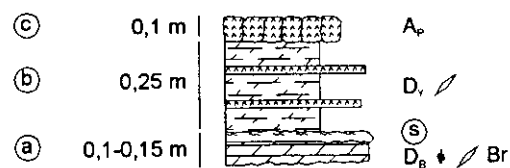
Asociación de facies (Fig. 6.6) que se compone de una alternancia rítmica centimétrica de magnesita/dolomita y yeso primario (Y_L) que forman secuencias de una potencia de 2-2.5 m. En el análisis de la secuencia tipo se puede diferenciar:

a) Un tramo inferior que generalmente presenta mayor potencia que el superior, con mayor abundancia de carbonato magnésico/arcillas frente al yeso interlaminado microselenita, lenticular y detrítico (Y_{LM} , Y_{LD} y Y_{LI}).

b) Tramo superior formado esencialmente por costras microseleníticas (Y_{LM}) de hasta 2-3 cm de potencia con un porcentaje bastante menor de arcillas y carbonato interlaminado. En ocasiones aparecen en la secuencia niveles de paleosuelos desarrollados en materiales yesíferos (de hasta 2 m).



ASOCIACION 18



ASOCIACION 19

Figura 6.6. Asociaciones de facies y secuencias de la transición margen lacustre-lago salino (Unidad Intermedia).

Asociación 19

Esta asociación de facies se compone de (Fig. 6.6):

- a) Término carbonatado compuesto por niveles dolomíticos aislados de 10-15 cm de color gris oscuro a pardo con textura granuda, desmenuzable. En ocasiones aparece brechificado, bioturbado por raíces (D_B), o con crecimiento de yeso lenticular desplazativo. A techo pueden encontrarse silicificaciones.
- b) Término que puede alcanzar hasta 25 cm, y se compone de margas dolomíticas enriquecidas en yeso lenticular (D_Y).
- c) El último término, que no siempre aparece en la asociación, es siempre menor de 10 cm, y se compone de niveles de yeso interlaminado con margas dolomíticas (D_Y) o niveles de yeso nodular con orientación vertical (A_P).

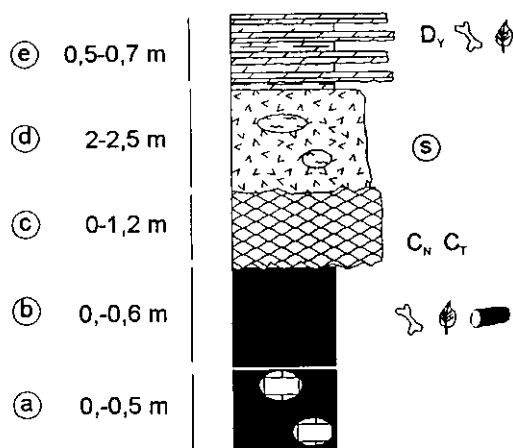
3. 1. 3. AMBIENTE PALUSTRE

Asociación 20

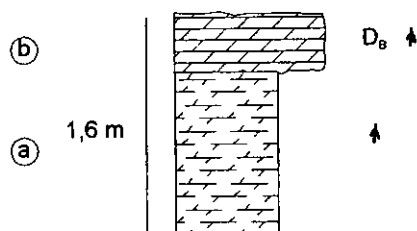
Asociación de facies sin organización secuencial (Fig. 6.7) compuesta por:

- a) Término de 0-50 cm de lutitas y limos rojos con nódulos de carbonato cálcico.
- b) Término de 0-60 cm de arcillas rojas a verdes algo arenosas con restos vegetales oxidados, fragmentos óseos e intraclastos tobáceos.
- c) Tramo formado por caliza nodulosa-brechoidea (0-1.2 m), donde la parte inferior se encuentra nodulizada (C_N) mientras que la superior es tobácea con carófitas (C_T).
- d) Tramo evaporítico (2-2.5 m), que se compone de yeso mesocrystalino bioturbado (Y_B) en matriz dolomítica que usualmente se presenta con nódulos silíceos y con una tendencia a un enriquecimiento en carbonato hacia techo.
- e) El último tramo, de aproximadamente 50-70 cm, se compone de niveles tabulares dolomíticos centimétricos (D_Y) que alternan con pasadas de margas

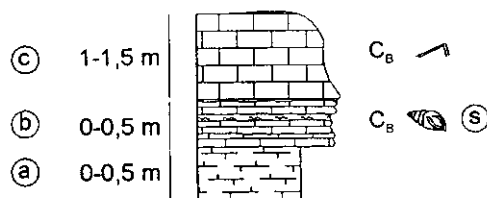
verde-oscuros ricas en restos vegetales, y en ocasiones en restos de microvertebrados.



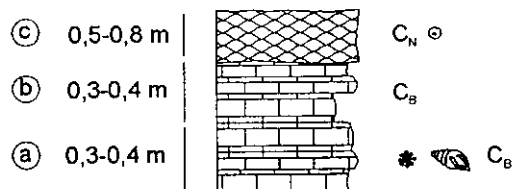
ASOCIACION 20



ASOCIACION 21



ASOCIACION 22



ASOCIACION 23

Figura 6.7. Asociaciones de facies y secuencias de ambiente palustre (Unidad Intermedia).

Asociación 21

Asociación de facies con carácter secuencial cíclico (Fig. 6.7), donde los ciclos sedimentarios, de una potencia media de 1.6 m se componen de:

- Un tramo inferior arcilloso-margoso dolomítico muy bioturbado de color verde a gris de mayor potencia.
- Un tramo superior compuesto por niveles dolomíticos de morfología tabular que pueden encontrarse bioturbados, laminados u homogéneos (D_B).

Asociación 22

Asociación de facies sin carácter secuencial (Fig. 6.7), formada por:

- a) Término margoso de 0-0.5 m.
- b) Término calcáreo de 0-0.5 m formado por calizas micríticas de textura peloidal con gasterópodos (C_B). La morfología de los niveles es altamente irregular y existe algún nivel de silicificación entre los diferentes tramos.
- c) El último término se encuentra formado por bancos canalizados de (1-1.5 m) de morfología laxa-convexa con ripples de corriente y canales tractivos hacia techo (C_B). A la base, se encuentra una laminación marcada por bioclastos mientras que hacia techo se presenta una estructura más nodular.

Asociación 23

Esta asociación de facies se compone de (Fig. 6.7):

- a) Un término de 30-40 cm formado por niveles tabulares calizos de base y techo más o menos rectos, que son tobas de caráceas o calizas micríticas con gasterópodos (C_B).
- b) El siguiente término, de similar potencia, se compone de niveles calizos de textura micrítica aunque bioturbados por raíces (C_B).
- c) El último término (50-80 cm) es un carbonato noduloso recristalizado con tonalidades blanco-amarillentas, que se encuentra enriquecido en terrígenos e incluso e incluso existen oncoides de pequeño tamaño (C_N).

3. 2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS. CARACTERIZACIÓN DE MEDIOS DEPOSICIONALES

Una gran parte de las facies y asociaciones de facies de la Unidad Intermedia caracterizan una gran variabilidad de ambientes deposicionales lacustres o palustres, tanto de salinidad moderada como de aguas dulces. En este sentido, dentro de la propia

unidad, siempre se refleja una tendencia evolutiva en sus materiales hacia una progresiva dulcificación de las aguas de la cuenca.

3. 2. 1. TRANSICIÓN ABANICO ALUVIAL-MARGEN LACUSTRE

Las asociaciones de facies 12 a 14 caracterizan la transición entre abanicos aluviales (facies terrígenas de borde y Subunidad LA_C-INT) y facies de margen lacustre de Unidad Intermedia (Subunidad DM_D-INT), que se encuentra especialmente representada en los sectores de Torralba de Ribota, Norte de Armantes, y en algunos sectores del margen oriental de la cuenca.

Las asociaciones de facies 15 a 17 representan sectores más internos de la cuenca en comparación con el grupo de asociaciones de facies anterior, reflejando de forma más directa el conjunto de facies de margen lacustre o *mudflat* dolomítico. Se encuentran especialmente en el sector Sur de Armantes, Torralba de Ribota, y en algunos sectores del margen oriental de la cuenca reflejando los márgenes de un sistema lacustre evaporítico-carbonático.

La caracterización de las facies más centrales de este medio deposicional se encuentra con bastantes dificultades ya que el encajamiento del Río Jalón ha provocado un importante vacío erosional, si bien en función del análisis sedimentológico de la Subunidad DM_D-INT, interpretamos un más que probable carácter carbonático-evaporítico de la sedimentación con una creciente influencia de aportes siliciclásticos finos hacia su techo.

Las calizas y nódulos de carbonato que se encuentran en relación con facies lutítico-limosas y niveles arenosos de color rojo del pie de abanicos aluviales (Subunidad LA_C-INT) pertenecen a acumulaciones de carbonatos generados en un perfil edáfico cuyo origen implica un movimiento descendente de carbonato desde zonas altas del suelo hacia zonas más profundas donde precipitan por un proceso de evapotranspiración (Wright, 1991). En relación con las facies dolomíticas, las calizas ocupan posiciones aún más marginales, donde un probable origen por evaporación capilar estaría dificultado por la profundidad del freático. A menudo, estos carbonatos se presentan con marmorizaciones, siendo indicativas de un ambiente palustre como producto de una emersión de sedimentos y una consecuente colonización vegetal de los márgenes (Freytet y Plaziat, 1982).

Los abundantes niveles dolomítico-arenosos (D_A) y de dolomías con estructura variada, fenestral, brechificadas o bioturbada (D_B) caracterizan gran parte de este medio

deposicional (Subunidad DM_D-INT). Estos materiales constituyen un cinturón de facies más o menos continuo existente entre la parte más distal de los abanicos aluviales y facies típicamente lacustres o palustres. En general, indican un ambiente deposicional ligado a la zona de oscilación del nivel de aguas del sistema lacustre-palustre donde se alternan fases de desecación periódica con otras de inundación con lámina de agua muy somera (ver capítulo 5). En este contexto, la tipología del carbonato es muy variable en función de las relaciones de proximalidad-distalidad respecto del centro de la cuenca.

- Hacia los pies de los abanicos aluviales dominan los procesos de dolocretización-cementación de depósitos siliclásticos que generan arenas dolomíticas y dolomías arenosas (D_A) (Khalaf, 1990). La exposición subaérea produce precipitación-cementación de dolomita en materiales siliciclásticos en ambiente vadoso, mediante una concentración del agua de poros provocada por evaporación capilar del nivel freático. En este ambiente, también se puede producir la dolomitización de niveles calizos palustres, bioclásticos o tobáceos, o recristalización de las propias dolomías.

- Los niveles dolomíticos típicamente fenestrales, brechoideos y bioturbados (D_B) se forman por una desecación periódica-precipitación evaporítica y desecación de barros carbonáticos, en alguna ocasión con tapices algares asociados, de manera similar a las costras dolomicríticas descritas por Von der Borch y Lock (1979), Muir et al. (1980) o Last (1992). El descenso del nivel freático provoca la rotura en fragmentos poligonales, con posibilidad de ser recementados en subidas posteriores del nivel de aguas del lago.

Los niveles de silicificación, son abundantes en asociación con niveles dolomíticos del tipo D_B, de modo que poseen un significado paleogeográfico-paleoambiental muy concreto, generándose en el área de mezcla de las aguas de lixiviado de materiales de los bordes cuarcíticos y pizarrosos (Bustillo, 1976b; Arribas et al., 1991) con aguas de moderada salinidad.

Las asociaciones de facies 12 y 13 representan los términos más proximales de la transición. En estas asociaciones, los carbonatos tienen composición calcítica (Subunidad LA_C-INT), mientras que hacia sectores más internos van a predominar los materiales dolomíticos, tanto por precipitación primaria como por procesos de dolomitización de calizas previas.

La asociación de facies 12 representa los depósitos limoso-lutíticos distales de abanico aluvial característicos de mantos de arroyada que se intercalan con canales de arenas y gravas efímeros de tipo *braided* de la parte media-distal de los abanicos

aluviales, cuya posición cambia rápidamente, mientras que en sedimentos de carácter arenoso en zonas topográficamente deprimidas de pie de abanico aluvial puede producirse la carbonatación-cementación de estos depósitos.

La asociación de facies 13 representa la génesis de paleosuelos en los sectores distales de abanico aluvial; los materiales lutítico-limosos de color rojo con nódulos de carbonato y afectados por una acusada bioturbación de raíces son indicadores de la existencia de procesos pedogenéticos en llanura lutítica; las margas blancas con intercalaciones limosas son probablemente el reflejo de una precipitación en márgenes lacustres o ambientes palustres marginales de la llanura lutítica durante períodos de expansión lacustre; la estructura nodulosa representa que se encuentran afectadas de forma efímera por procesos pedogenéticos. Los carbonatos, que poseen rasgos característicos de un perfil edáfico se generarían en momentos de estabilidad y exposición subaérea, por evaporación a favor de zonas deprimidas.

La asociación de facies 14, que en realidad puede subdividirse en dos subasociaciones muy similares, es representativa de sectores algo más centrales de la cuenca, donde las litologías carbonáticas son dolomíticas. En ambos casos, se registra una alternancia de períodos de retracción del lago caracterizadas por depósitos lutítico-limosos rojizos, con etapas de expansión lacustre representadas generalmente en estas asociaciones como niveles dolomíticos típicos del *mudflat* carbonático o margen lacustre. La tipología del carbonato dolomítico es muy variada, y representativa tanto de una dolocretización de niveles siliciclásticos, como de perfiles edáficos o por precipitación bajo lámina de agua somera.

La asociación de facies 15 caracteriza una alternancia entre períodos de expansión lacustre- dilución representados por los tramos margosos y niveles tabulares de carbonato diagenético, y períodos de desecación y descenso de las aguas del lago, que provocan la exposición de barros dolomíticos de origen primario, que conlleva su bioturbación y alteración diagenética. Los niveles dolomíticos bioturbados reflejan sectores de margen lacustre, en zona de *mudflat* carbonático. Los niveles de carbonato diagenético poseen moldes y pseudomorfos de yeso, y son indicativos de un ambiente lacustre somero donde precipita el yeso, y posteriormente es calcitizado mediante aportes de aguas de composición bicarbonatada-cálcica.

La asociación de facies 16 representa el paso desde un período de expansión lacustre representado por margas verdes-oscuras con abundantes restos vegetales orientados y materia orgánica hacia un período de desecación y exposición de los

márgenes lacustres, donde los *mudflat* dolomíticos sufren procesos de brechificación y nodulización. La progresiva estabilización del substrato dolomítico permite la intensificación de la colonización vegetal, como se puede observar frecuentemente a techo de los niveles dolomíticos. La exposición de materiales dolomíticos provoca de la misma forma la génesis de tepees y estructuras pseudoanticlinales (Sanz-Rubio et al., 1995).

La asociación de facies 17 caracteriza una secuencia de somerización del sistema lacustre, que pasa desde períodos de expansión-dilución lacustre, donde predominan los procesos de decantación de finos (arcillas y margas), hacia períodos de progresiva concentración de la salmuera, con una lámina de agua somera, con génesis de niveles dolomíticos de morfología más o menos tabular en alternancia con arcillas. La somerización del sistema continúa con niveles dolomíticos que poseen una importante silicificación, asociada con una brechificación, karstificación y huellas de raíces que son indicativos de eventos de exposición subaérea.

3. 2. 2. TRANSICIÓN MARGEN LACUSTRE-LAGO SALINO

Las asociaciones de facies 18 y 19 caracterizan este ambiente deposicional, que es representativo de la sedimentación evaporítica en la Unidad Intermedia principalmente en las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT, y en menor grado en las subunidades CB_{PY} -INT y Y_{MB} -INT.

La asociación de facies 18 es indicativa de un ambiente deposicional lacustre somero o un margen de lago salino de baja-moderada salinidad (subunidades Y_{LM} -INT, M_D -INT, y en menor medida la CB_{PY} -INT), donde las variaciones estacionales en la concentración de la salmuera se reflejan en la alternancia de láminas de arcillas, margas y magnésita-dolomita (dilución de la salmuera) con yesos de precipitación primaria microsenita y lenticular bajo lámina de agua (concentración de la salmuera). Los períodos cortos de exposición subaérea se ven reflejados en la anhidritización sinsedimentaria del yeso primario, mientras que los períodos prolongados quedan marcados por la existencia de niveles de paleosuelos desarrollados sobre substrato carbonático. La interpretación de los interlaminados carbonato/yeso será analizada en mayor detalle en el apartado de ciclicidad sedimentaria.

La asociación de facies 19 representa las oscilaciones del nivel de base del lago en un ambiente lacustre somero o en un *mudflat* dolomítico en margen lacustre (subunidades M_D -INT, CB_{PY} -INT, y Y_{MB} -INT). Los materiales dolomíticos con silicificación, huellas de raíces y lenticulas de yeso son indicativos de una génesis muy somera, quizá

subacuática o por nucleación dentro del agua de poros de sedimentos superficiales (De Decker y Last, 1989) que se encuentran sujetos a exposiciones subaéreas temporales. Los tramos de margas dolomíticas verdes y grises, con restos vegetales flotados indican una génesis por decantación en una etapa de expansión-dilución lacustre. Sin embargo, el descenso del nivel de aguas del lago puede dejar estas facies en zona vadosa permitiendo el crecimiento de macrolenticulas de yeso. Un descenso más acusado puede provocar la colonización vegetal del sustrato y el crecimiento de nódulos de anhidrita a favor de una estructura vertical del sustrato.

3. 2. 3. AMBIENTE PALUSTRE

Las asociaciones de facies 20 a 23 son representativas de diferentes ambientes deposicionales palustres restringidos de la cuenca. Así, las asociaciones de facies 20 y 21 corresponden a medios deposicionales con cierta influencia evaporítica (subunidades Y_{MB} -INT, LM_{DB} -INT y DM_D -INT), mientras que las asociaciones 22 y 23 caracterizan ambientes deposicionales de aguas dulces (subunidades C_B -INT y C_{PG} -INT).

La asociación de facies 20 posee una gran complejidad, ya que en realidad caracteriza las relaciones entre dos ambientes deposicionales distintos, bien discriminados. Los tramos limoso-lutíticos de color rojo son característicos de facies distales de abanico aluvial, donde pueden ocurrir procesos de nodulización de carbonato en un perfil edáfico por evapotranspiración (Wright, 1991); la intercalación de niveles arenosos y niveles de removilización tobácea son indicativos de canales fluviales de morfología plana característicos de sectores algo más proximales de abanico aluvial. La naturaleza carbonática de los componentes de estos canales es indicativa de un área fuente a partir del cual se produce una digestión del carbonato. Los carbonatos nodulosos ligados a niveles laminados de tobas de caráceas indican un estancamiento de aguas a favor de depresiones o charcas que se formarían en el contexto de la llanura lutítica y que serían directamente alimentadas por canales de aguas de composición carbonatado-cálcica.

El término evaporítico de esta asociación es característico de la Subunidad Y_{MB} -INT y refleja un ambiente palustre marginal a los sistemas evaporíticos de Unidad Intermedia (Subunidad Y_{LM} -INT y M_D -INT). En períodos de dilución y expansión lacustre, dominaba una deposición dominada por carbonato magnésico (dolomita) en un ambiente de *mudflat* evaporítico en relación con las dos subunidades anteriores, mientras que en períodos de desecación, se producía una desconexión marginal de estos sistemas lacustres, favoreciéndose la progresiva concentración de la salmuera que alcanzaba la sobresaturación en yeso, con salinidades probablemente menores de 150 gr/l (Rodríguez

Aranda, 1995). En este momento, las micro y mesolentículas de yeso nuclean en el interior de la salmuera y/o en la interfase aire/salmuera cayendo con posterioridad al fondo lacustre donde son bioturbadas por insectos y anélidos (Rodríguez Aranda, 1995). Sin embargo, en ambiente vadoso, se produce también un intenso desarrollo de micro-mesolentículas de yeso reemplazando el substrato dolomítico en los primeros centímetros del sedimento, existiendo una gran variedad de texturas en función del grado de reemplazamiento alcanzado por el yeso.

La asociación de facies 21 refleja una alternancia de períodos de expansión y retracción lacustre. La expansión lacustre queda caracterizada por las arcillas y margas dolomíticas de color verde y gris, que son típicas de la Subunidad LM_{DB}-INT. La escasa profundidad de este ambiente deposicional viene reforzado por la intensa bioturbación de raíces. La retracción lacustre queda definida por los carbonatos dolomíticos (D₈), típicos de la Subunidad DM_D-INT, y que constituyen el paso intermedio entre abanico aluvial-ambiente lacustre. Estos carbonatos poseen gran cantidad de evidencias que indican una génesis en la zona de oscilación litoral lacustre. En el apartado de ciclicidad sedimentaria se realiza una interpretación más detallada.

La asociación de facies 22 refleja un ambiente palustre con facies carbonáticas típicas de aguas dulces y que es fundamentalmente característica de la Subunidad C_B-INT. Los niveles canalizados de morfología laxa, con lag de fondo, y laminación paralela se componen fundamentalmente de caráceas y representan flujos laminares de baja energía (praderas de algas carófitas) que aportan aguas dulces a los sectores centrales de la cuenca. La formación de tobas de caráceas requiere aguas someras con suficiente luz que permita su proliferación. En ocasiones, existe una alternancia de margas y niveles carbonáticos con gasterópodos, que es indicativa de un ambiente lacustre somero abierto (Freytet y Plaziat, 1982) hacia el techo de la Unidad Intermedia, en posición intermedia entre los abundantes canales de tobas de caráceas.

La asociación de facies 23 es quizás la más representativa de los ambientes deposicionales palustres de aguas dulces de la cuenca de las subunidades C_{PG}-INT y C_B-INT. Representa cierta secuencialidad, desde unos carbonatos con tobas de caráceas y gasterópodos que caracterizan ambiente palustre-lacustre subacuático, hacia carbonatos de estructura masiva y bioturbada. El descenso de la lámina de agua trae consigo la progradación de los sedimentos litorales sobre áreas más internas, confiriendo al sedimento soporte rasgos edáficos y de exposición periódica (como brechificación, nodulización, grietas de desecación, génesis de pseudomicrokarst, y ciertas texturas fenestrales) que indican por lo general lagos poco profundos de márgenes fluctuantes con períodos de

emersión notables. El término final de la secuencia es un carbonato noduloso rico en terrígenos, con oncoides a la base, que representa la entrada de canales de morfología muy laxa, en un sistema fluvial de poco desarrollo. El relleno de estos canales es básicamente clástico y su colmatación se traduce en la génesis de un carbonato noduloso, que se encuentra ligado a la evolución edáfica del depósito calizo previo (Sanz-Montero, 1994). Este nivel noduloso es correlacionable en gran parte del techo de la Unidad Intermedia de la cuenca, y es representativo de un importante desarrollo de los ambientes palustres previamente al desarrollo de la red fluvial de la base de la Unidad Superior.

3. 3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD INTERMEDIA

Como ha quedado patente a lo largo de este estudio, la Unidad Intermedia de la Cuenca de Calatayud se caracteriza por su gran complejidad. Por esta razón, no existe un modelo de sedimentación global para la unidad, sino un conjunto de modelos de sedimentación en función de la paleogeografía, edad, y evolución de los diferentes medios deposicionales.

En líneas generales, aunque en el apartado de evolución de la sedimentación del capítulo 9 se podrá obtener una relación entre la paleogeografía y la evolución de la sedimentación en la cuenca, pueden destacarse los siguientes modelos sedimentarios principales para la Unidad Intermedia:

MEDIOS DEPOSICIONALES RESTRINGIDOS A ZONAS MARGINALES

Tanto en las áreas de Orera-Ruesca como en Torralba de Ribota, existen depósitos dolomítico-siliciclásticos muy próximos a los actuales bordes de cuenca que son representativos de medios deposicionales en una posición relativamente marginal.

En Orera, mediante sondeo se han reconocido facies dolomítico-sepiolíticas de ambiente palustre, que se apoyan directamente sobre facies de abanico aluvial, que en cuanto a tendencias son correlacionables con un episodio de progradación de abanicos aluviales existente a techo de la Unidad Inferior. Los depósitos sepiolíticos de la cuenca, también presentes en la zona Sur de Armantes, poseen como característica común una génesis ligada a una posición marginal en la cuenca, en una posición estratigráfica definida (transición Unidad Inferior-Unidad Intermedia), asociados a series dolomítico/margoso-arcillosas (Subunidad DM_D -INT) que poseen un significado paleoambiental muy concreto. En superficie, en Orera, prácticamente desaparecen los niveles sepiolíticos, evolucionando a una sedimentación de ámbito más lacustre (Subunidad LM_{DB} -INT), como es la existente en

el sector de Valdelosterreros, donde se han descrito las facies cíclicas de tramos arcilloso-margosos y tramos dolomíticos (Abdul-Aziz et al., 1998).

El modelo sedimentario para el sector de Orera-Ruesca es el de un sistema palustre-*mudflat* carbonático (dolomítico) próximo al margen oriental de cuenca, restringido a una zona de sombra entre abanicos aluviales, y que se relacionaba lateralmente hacia el centro de cuenca con depósitos evaporítico-carbonáticos de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT. La deposición de sepiolita tendría lugar en charcas de unos cientos de metros de anchura, como puede observarse en la antigua corta de la mina de sepiolita de MYTA. En el sector Sur de la Sierra de Armantes, los materiales sepiolíticos formarían parte de un ambiente de *mudflat* dolomítico (Subunidad DM_D -INT), probablemente relacionado hacia sectores más centrales de la cuenca con facies de yeso primario/dolomías-margas dolomíticas (probablemente de la Subunidad M_D -INT), que representan en este lugar la transición entre Unidad Inferior e Intermedia. De la misma forma que en el sector de Orera, la génesis de sepiolita en ambiente de *mudflat* se produciría en charcas marginales con extensiones de cientos de metros, que quedarían desligadas de un hipotético lago somero central en períodos de descenso de las aguas del lago, y se acompañaría de la génesis de *hardgrounds* en los barros dolomíticos expuestos.

El sector de Torralba de Ribota, asociado a todo el cinturón de facies dolomíticas de la Sierra de Armantes, funcionaría como un sistema deposicional palustre con cierta independencia. El contexto sedimentológico de este sector es muy similar al de Orera, es decir, restringido en una zona de sombra entre abanicos aluviales. Este sistema deposicional posee una posición marginal respecto de las extensas facies de *mudflat* dolomítico de Armantes, siendo favorable para la localización de yacimientos paleontológicos, en concreto en materiales dolomítico-margosos que representan charcas y cuerpos someros de agua de extensión lateral limitada, típicos de condiciones palustres.

MEDIOS DEPOSICIONALES NO RESTRINGIDOS

Los depósitos sedimentarios del SE de la cuenca, representados en los sectores centrales-meridionales del Bloque Sur-Páramo, representan una aparente continuidad sedimentaria con la Unidad Inferior, se acumulan grandes potencias de facies de yeso primario/carbonato magnésico (magnesita-dolomita) (subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT) que por lo general pasan hacia el margen SE a materiales típicos de *mudflat* dolomítico (DM_D -INT), donde de forma local y aislada en la cuenca se generan sistemas lacustres-palustres marginales (Subunidad Y_{MB} -INT), que son alimentados de forma directa por aguas dulces procedentes de los relieves circundantes. Estos sistemas marginales se caracterizan por la

masiva precipitación subacuática de yeso micro-mesolenticular o un desarrollo intrasedimentario en un encajante dolomítico.

Hacia techo de la Unidad Intermedia, es cada vez más importante la aparición hacia zonas centrales de la cuenca de materiales calcáreos típicos de aguas dulces con caráceas, gasterópodos, ostrácodos, bivalvos en perjuicio de las facies de carácter evaporítico (subunidades C_{PG} -INT, C_B -INT, CB_{PY} -INT). Es necesario puntualizar, que hacia los sectores centrales-septentrionales del Bloque Sur-Páramo, los materiales de Unidad Intermedia se encuentran sobre una discontinuidad sedimentaria (superficie paleokárstica) que afecta a la Unidad Inferior, y que, se encuentran en buena parte transformados a calcita diagenética.

Los depósitos de Unidad Intermedia en este sector de la cuenca, que puede considerarse el más representativo de la unidad, pueden ser incluidos dentro de dos modelos sedimentarios, según su posición estratigráfica:

1) Los términos inferiores son característicos de un sistema evaporítico/carbonático lacustre somero que hacia su parte central precipitaba con carácter estacional tanto yeso primario (microselenita y lenticular) como carbonatos magnésicos (magnesita en la Subunidad Y_{LM} -INT, y dolomita en la Subunidad M_D -INT), donde la magnesita asociada con el yeso ocuparía los sectores más centrales. Hacia sectores más marginales se pasaría a un *mudflat* dolomítico (Subunidad DM_D -INT), con distinto desarrollo según el sector de la cuenca, y de forma local, existiría un sistema lacustre-palustre marginal, donde se producía la precipitación de yeso micro-mesolenticular (Subunidad Y_{MB} -INT). Hacia los bordes de cuenca se pasa finalmente a facies de abanico aluvial o de la Subunidad L_{AC} -INT (Fig. 6.8a).

Como ha sido indicado en capítulos previos, la existencia de nódulos columnares de yeso en las formaciones evaporíticas neógenas de la Cuenca de Calatayud se hace realmente patente en las facies de Unidad Intermedia del sector SE de la cuenca, adquiriendo su mejor desarrollo dentro de la Subunidad Y_{LM} -INT. La continuidad lateral de estos niveles nodulares puede cifrarse en unos centenares de metros a escala local; en sentido SE, pueden encontrarse niveles semejantes a los descritos o con una equivalencia en cuanto a su significado paleoambiental se refiere. Así, en la Subunidad M_D -INT, en la que el desarrollo de formaciones nodulares solamente se localiza en el Valle del Río Perejiles, pueden llegar a localizarse niveles complejos de 1-1.5 m con resalte en el conjunto de margas dolomíticas con yeso, que constan de niveles fuertemente bioturbados por raíces

con tramos con intenso desarrollo de macrolentículas de yeso. De la misma forma, se han encontrado niveles similares en la Subunidad Y_{MB} -INT. En conjunto, el significado de estos niveles en el modelo sedimentario descrito parece corresponderse con momentos generalizados de descenso de la lámina de agua del lago salino que podía traducirse en su práctica desecación. En estos momentos, sin duda bien marcados en el registro sedimentario de la cuenca, el substrato carbonático sería afectado por procesos pedogenéticos, como formación de peloides, bioturbación por raíces, crecimiento de nódulos de anhidrita debido a fuerte evaporación capilar desde el nivel freático, etc...

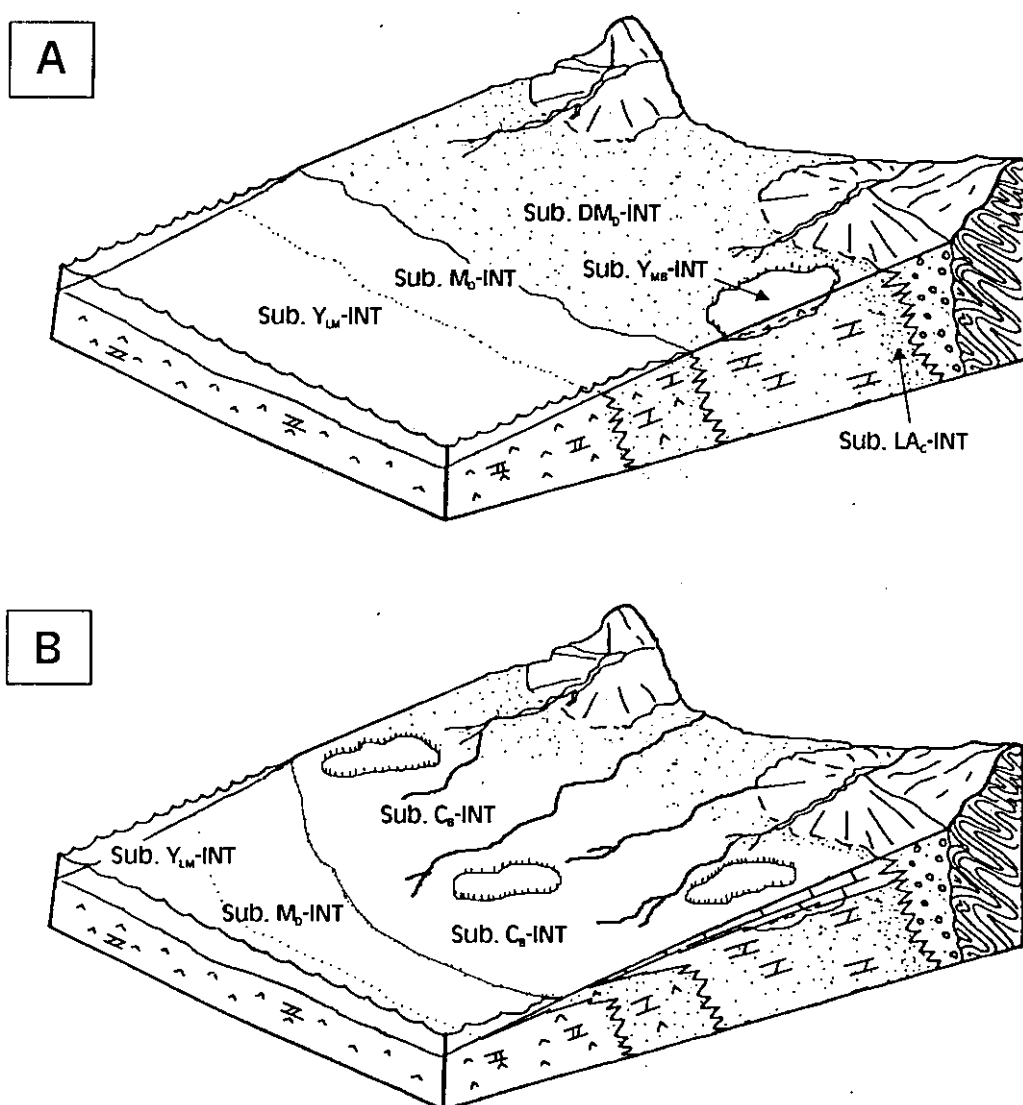


Figura 6.8. Modelo general de sedimentación para la Unidad Intermedia (medios no restringidos) para los términos inferiores (A) y superiores (B).

De la misma forma, salvando el vacío erosional producido por el encajamiento del Río Jalón, interpretamos un modelo sedimentario semejante para el sector NO de la cuenca, que probablemente funcionó en conexión (al menos, durante el inicio de la Unidad Intermedia) con los medios deposicionales descritos, donde los materiales de la Subunidad DM_D-INT representarían un ambiente de *mudflat* dolomítico que probablemente se relacionaba hacia el centro de la cuenca con materiales de la Subunidad M_D-INT.

2) Los términos superiores de la Unidad Intermedia reflejan una sedimentación típica de un ambiente palustre-lacustre, con crecientes evidencias de exposición subaérea, donde las últimas facies de carácter evaporítico (yeso primario interlaminado con dolomías y yeso macrolenticular en encajante dolomítico de la Subunidad CB_{PV}-INT) se van restringiendo a los sectores más centrales de la cuenca, a la vez que existe una progradación progresiva hacia el centro de la cuenca de facies propias de sistemas palustres y lacustres someros de aguas dulces que se reflejan en calizas bioclásticas, con gasterópodos, bioturbadas y nodulosas (C_{PG}-INT, C_B-INT, y CB_{PV}-INT), que culmina a techo de la unidad con el desarrollo generalizado por toda la cuenca de sistemas palustres de aguas dulces con gasterópodos y canales fluviales con oncoides (Fig. 6.8b).

4. ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD SUPERIOR

4. 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y SECUENCIAS

La Unidad Superior, debido a su afloramiento limitado a los sectores más centrales (Bloque Sur-Páramo), carece de representación en la cuenca de sus facies proximales. Por esta razón, las asociaciones de facies que se describen a continuación se corresponden con los términos centrales, presentándose las más diversas en la Subunidad T_A-SUP. Se distinguen tres grandes ambientes deposicionales:

4. 1. 1. ABANICO ALUVIAL-CANALES FLUVIALES

Se distingue una única asociación de facies, que caracteriza gran parte del Bloque Sur-Páramo representando el cambio en la vertical desde la Subunidad L_R-SUP a T_A-SUP.

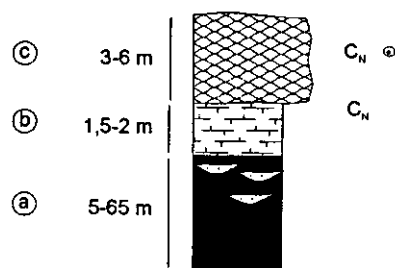
Asociación 24

Esta asociación constituye una única secuencia de gran importancia en la evolución sedimentaria de la cuenca durante la deposición de Unidad Superior (Fig. 6.9) que se compone de:

a) Término basal arcilloso-limoso rojizo de potencia muy variable (5-65 m) con intercalaciones arenosas y conglomeráticas, más abundantes hacia el techo.

b) El siguiente término es margoso-calcáreo noduloso de color blanco con una potencia de unos 1.5-2 m (C_N).

c) El último término consta de unos 3-6 m de carbonato noduloso amarillento muy recristalizado (C_N) con intercalaciones de niveles con carbonato detrítico y oncoides esféricos o ligeramente oblatos de hasta 10 cm. Hacia techo pasan a niveles tobáceos del conjunto de Unidad Superior.



ASOCIACION 24

Figura 6.9. Asociaciones de facies y secuencias de abanico aluvial-canales fluviales (Unidad Superior).

4. 1. 2. AMBIENTE FLUVIOLACUSTRE-TOBÁCEO

Se han distinguido cinco asociaciones de facies básicas en relación con los depósitos de la Subunidad T_A-SUP. Las dos primeras asociaciones se encuentran en relación con depósitos tobáceos autóctonos (Fig. 6.10):

Asociación 25

FITOHERMOS ASOCIADOS A CANALES FLUVIALES (2-3 M DE POTENCIA)

Forman secuencias de unos 2-3 m de potencia, a cuya base quedan niveles fluviales de gravas y oncoides cilíndricos y oblatos (C_{TO}) (soporte vegetal como núcleo) en

una matriz carbonática, que marcan la base del canal y que hacia techo transitan a colonias fitohermales in situ (Fig. 6.10).

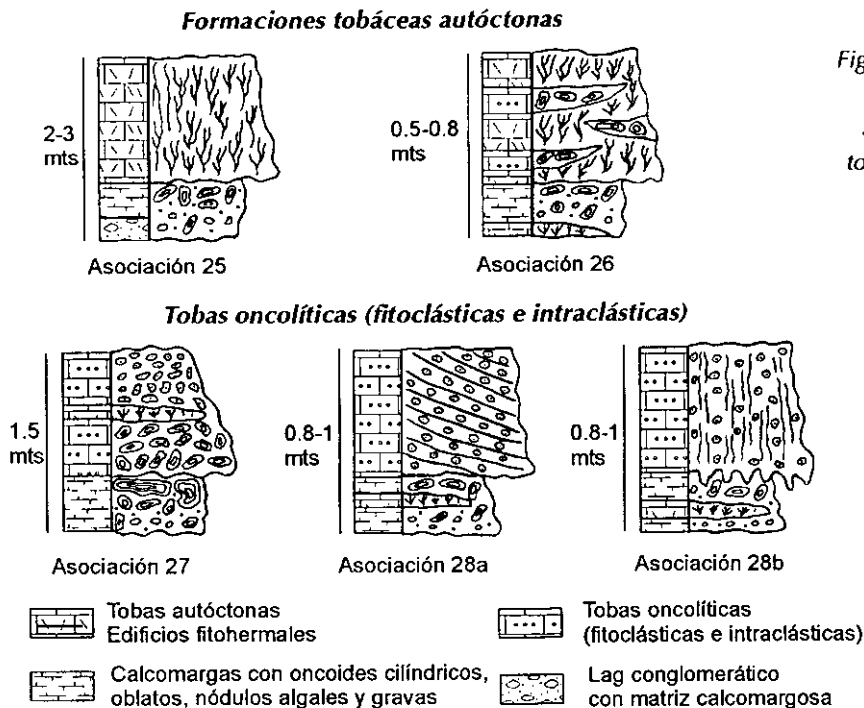


Figura 6.10. Asociaciones de facies y secuencias de ambiente fluviolacustre-tobáceo (Unidad Superior).

De la misma forma, hemos reconocido una asociación de facies que puede ser considerada una variante de esta asociación, ya que representa depósitos de relleno de canales tobáceos, aunque en este caso son de mayor escala, incluyendo morfologías de barrera tobácea (cascadas) y un término de carbonatos nodulosos como representación de la colmatación del canal (la descripción de la secuencia de relleno se encuentra en el capítulo 5).

Asociación 26

FITOTHERMOS ASOCIADOS A NIVELES CONTINUOS DE 0.5-0.8 M DE POTENCIA

Es muy frecuente encontrar la existencia de depósitos tobáceos autóctonos (C_{TA}) en niveles continuos de base y techo planoparalelos de 0.5-0.8 de potencia, internamente heterogéneos y con transiciones laterales a facies de removilización tobácea (C_{TO} , C_{TF} y C_{TI}), sin existencia de superficies erosivas internas reconocibles (Fig. 6.9).

De la misma forma, se distinguen otras dos asociaciones de facies principales en relación con tobas oncolíticas (Fig. 6.10):

Asociación 27

SECUENCIAS GRANODECRECIENTES DE HASTA 1.5 M DE POTENCIA

Formadas por una base calcomargosa con terrígenos tamaño grava y oncoides cilíndricos-oblatos, así como grandes nódulos algales de hasta 40 cm de diámetro integrados por núcleos de fragmentos removilizados de colonias de macrofitas incrustadas (C_{TO}), que son tapizados por envueltas estromatolíticas muy finas similares a las descritas en canales fluviales por Anadón y Zamarreño (1979). Hacia techo se grada a packstone-grainstone de oncoides cilíndrico-oblatos con granoselección vertical en asociación con fitoclastos, intraclastos tobáceos, gasterópodos, y caráceas (C_{TO} , C_{TF} , y C_{TI}) (Fig. 6.10).

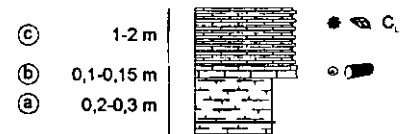
Asociación 28

SECUENCIAS DE 0.8-1 M DE POTENCIA

Base y techo planoparalelos, compuesta por una base calcomargosa con oncoides oblato-cilíndricos y/o intercalaciones tobáceas que hacia techo pasan a niveles masivos wackestone-packstone integrados mayoritariamente por oncoides esféricos de pequeño tamaño (3-4 mm) con frecuente núcleo algal, que en ocasiones se encuentran fragmentados (C_{TO}). Los fitoclastos e intraclastos son menos frecuentes. Entre los diversos componentes se localiza una matriz terrígeno-carbonatada con fragmentos de moluscos y carofitas. Son frecuentes las estructuras de flujo y la colonización por raíces (Fig. 6.10).

4. 1. 3. AMBIENTE LACUSTRE

Sólo se ha reconocido una asociación de facies en relación con los depósitos de la Subunidad C_L -SUP.



ASOCIACION 29

Figura 6.11. Asociaciones de facies y secuencias de ambiente lacustre (Unidad Superior).

Asociación 29

Esta asociación de facies sólo se encuentra asociada a la Subunidad CL -SUP (Fig. 6.11), y se compone de:

- a) Un término de unos 20-30 cm de margas calcáreas.
- b) Nivel tabular de 10-15 cm con oncoides y fitoclastos de pequeño tamaño.

c) El término final, de potencia muy irregular (1-2 m) se compone de niveles tabulares de caliza finamente laminada (C_L) (tobas de caráceas con gasterópodos), que en ocasiones poseen intercalaciones de niveles de morfología lenticular de tobas autóctonas (C_{TA}).

4. 2. INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES, SECUENCIAS Y MEDIOS DEPOSICIONALES

En la interpretación de estas asociaciones de facies, las facies de lutitas y limos rojos representan los términos distales de abanico aluvial, o bien términos de llanura de inundación cuando el régimen es fluvial. Los canales de conglomerados y oncoides del techo de la Subunidad L_R -SUP se corresponden con el desarrollo de un importante sistema fluvial de dirección paralela al eje longitudinal de la cuenca. Las implicaciones paleoambientales de las morfologías de los oncoides fueron tratadas en el capítulo 5.

En la Subunidad T_A -SUP destaca la existencia de complejos sistemas tobáceos que comprenden básicamente dos grupos: a) edificios tobáceos autóctonos y b) depósitos de removilización tobácea.

Los edificios tobáceos autóctonos son indicadores de un flujo de agua constante en canales fluviales someros, si bien la entidad de los fitohermos es proporcional a la envergadura de los canales fluviales. Los edificios tobáceos autóctonos también pueden ser generados en sistemas lacustres muy someros semicerrados donde existe una renovación de las aguas mediante un régimen de flujo laminar.

Los depósitos de removilización tobácea (incluimos tobas oncolíticas, fitoclásticas e intraclásticas) son acumulados tanto en zonas de canal como en los márgenes de los mismos, formando en ocasiones barras longitudinales con estratificación cruzada.

4. 2. 1. ABANICO ALUVIAL-CANALES FLUVIALES

La asociación de facies 24 posee carácter secuencial en toda la cuenca y refleja el progresivo desarrollo de una red fluvial en la Subunidad L_R -SUP. El paso desde unos materiales lutítico-limosos rojos hacia canales conglomeráticos y oncolíticos a techo de la subunidad indica el paso de un ambiente deposicional de abanico aluvial distal a fluvial. Posteriormente, se pasa a un ambiente palustre generalizado en la cuenca con

encharcamientos y exposición subaérea de los depósitos fluviales previos, como queda representado por la abundancia de tramos de margas y calizas nodulosas hacia la base de la Subunidad T_A-SUP. Estos tramos pueden ser correlacionados en gran parte de la cuenca.

4. 2. 2. AMBIENTE FLUVIOLACUSTRE-TOBÁCEO

La asociación de facies 25 refleja una secuencia granodecreciente de relleno de canal. Hacia la base de los canales, como resultado de un episodio de avenida con alta energía, siempre se dispone el material siliciclástico grosero, que comprende grandes nódulos algales y oncoides, así como fragmentos de domos estromatolíticos que generalmente crecen adosados al substrato del canal. Con el progresivo relleno de canal, se adquieren unas condiciones de flujo características de menor energía, dominadas por un flujo laminar, que permiten el desarrollo de fitohermos o tobas autóctonas. Existen casos excepcionales (p.e Velilla de Jiloca) donde los depósitos tobáceos autóctonos alcanzan grandes dimensiones, y reflejan incluso la existencia de saltos de agua (cascadas). Por último, los carbonatos nodulosos reflejan una colmatación del canal y la adquisición de condiciones palustres, a la vez que los canales fluviales se desplazan lateralmente.

La asociación de facies 26 refleja un sistema tobáceo activo con un drenaje interno bien desarrollado dominado probablemente por un régimen de flujo laminar, que se relaciona con los fitohermos o depósitos tobáceos autóctonos. Lateralmente, se encuentran estrechamente ligados a todo tipo de facies de removilización tobácea, que se forman en flujos confinados (canales fluviales) que reelaboran los depósitos autóctonos adyacentes.

La asociación de facies 27 refleja una secuencia granodecreciente de relleno de canal, en el que los componentes clásticos carbonáticos representan un escaso transporte desde el área fuente (fitohermos tobáceos) ya que existe un óptimo grado de conservación de componentes. Los mayores oncoides y estructuras algáceas residen en la base de canal indicando una mayor energía de transporte, mientras que hacia techo se pasa a un menor diámetro de los componentes, aunque más diversos, quizás relacionados con la existencia de períodos de estancamiento efímero de las aguas en el propio canal.

La asociación de facies 28 refleja el desarrollo de barras oncolíticas con estratificación cruzada planar a gran escala. La base de la secuencia representa los

términos iniciales de un canal poco energético de oncoides y/o fitohermos de pobre desarrollo, mientras que los términos superiores son representativos de grandes barras oncolíticas, en que, a menudo los oncoides se encuentran clasificados por tamaños. La matriz terrígeno-carbonatada puede corresponder a un efecto de tamizado a través de un depósito muy poroso en origen, como es el oncolítico.

4. 2. 3. AMBIENTE LACUSTRE

La asociación de facies 29 es representativa de un ambiente lacustre muy somero, en que se forman extensas praderas de algas carófitas con gasterópodos. La formación de tobas de caráceas requiere aguas someras que permitan la penetración de la luz solar. Estas condiciones se dan en márgenes lacustres o en pequeños encharcamientos o lagunas de la periferia de sistemas lacustres mayores (Sanz-Montero, 1994). En ocasiones, las morfologías de los niveles calcáreos en esta asociación tienen morfología canalizada muy laxa, indicando la existencia de un flujo laminar poco energético en sistemas lacustres semicerrados muy someros, como lo demuestra el estado general de conservación de los restos de flora y fauna. Probablemente, la laminación en estos niveles se debe a diversos episodios de removilización de componentes calcáreos en régimen de flujo laminar influenciado por los aportes de agua al sistema. La escasa profundidad de este sistema lacustre viene reafirmado por la presencia de niveles tobáceos autóctonos de escaso desarrollo vertical y lateral, que actúan como simples barreras naturales frente al flujo, organizando pequeños vórtices que pueden provocar la aceleración del flujo y el arrastre de componentes tobáceos.

4. 3. MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DE LA UNIDAD SUPERIOR

Dentro de los depósitos carbonatados de la Unidad Superior, planteamos tres modelos de sedimentación básicos para la Subunidades T_A -SUP y C_L -SUP:

MODELO DE SEDIMENTACIÓN FLUVIAL *BRAIDED* (SUBUNIDAD T_A -SUP)

Desarrollado por Ordóñez y García del Cura (1983) y Pedley (1990), este modelo de sedimentación es similar, aunque a menor escala, que el de los sistemas *braided* siliciclásticos. Dentro de este modelo, no son necesarios altos regímenes energéticos, ya que gran parte de los componentes, como los oncoides, o fragmentos de bioconstrucciones se caracterizan por un bajo peso y densidad, siendo fácilmente transportados con energía baja-moderada. De hecho, la velocidad del flujo tiende a ser más constante

en las corrientes de estos sistemas *braided*, que en los siliciclásticos, y son frecuentes profundidades de tan sólo unos pocos centímetros (Pedley, 1990).

En este modelo, se suceden en la horizontal canales activos favorables para el desarrollo de edificios tobáceos autóctonos, con canales distributarios y barras longitudinales formadas por productos de removilización tobácea, o con pequeños estancamientos o charcas donde predominan las condiciones palustres.

Los oncoides se encuentran rellenando canales de algunos metros de anchura y centímetros-decímetros de profundidad, que, a veces, presentan bases erosivas. Resultan comunes los cuerpos lenticulares de componentes fitoclásticos y se desarrollan numerosos canales distributarios que pueden diverger alrededor de aquellos o de edificios tobáceos autóctonos de pequeña talla (Fig. 6.12). Los domos estromatolíticos se desarrollan a favor de substratos estabilizados de canales con poca carga de fondo o en los márgenes de canal, y la mayor parte de estos depósitos de removilización tobácea son clasto-soportados con una matriz tobácea intraclástica.

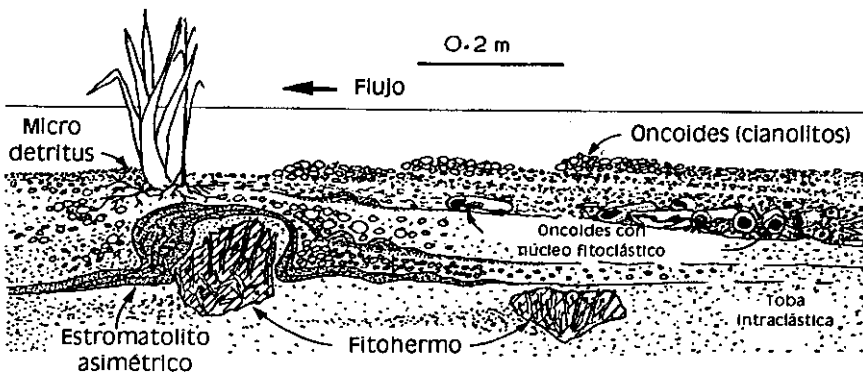


Figura 6.12. Modelo fluvial braided con los elementos más típicos (Modificado de Pedley, 1990).

MODELO DE CASCADA TOBÁCEA (SUBUNIDAD T_A-SUP)

Dentro de un sistema tobáceo, los flujos más energéticos se producen en saltos de agua y cascadas, desarrollándose cortinas de musgos en sus bordes que son tapizados por finas láminas de carbonato cálcico. Muchas de las tobas actuales europeas responden a este modelo (Pedley, 1990) (Fig. 6.13). En ocasiones, se reconocen cavidades cegadas bajo una cortina tobácea, que puede constar además de formaciones pseudoestalactíticas. Las cascadas poseen un bajo potencial de preservación en el registro sedimentario, se encuentran muy limitadas en extensión y pueden ser rápidamente eliminadas por el retroceso de las mismas. En la Subunidad T_A-SUP de la Cuenca de Calatayud, las grandes estructuras canalizadas tobáceas que alcanzan

anchura decamétrica y poseen una evidente dirección paralela al eje longitudinal de cuenca, pueden ser incluidas dentro de este modelo. La génesis de cascadas asociadas a un curso fluvial constituye un hecho local de la zona de Paracuellos - Velilla, ligado a un desnivel topográfico probablemente relacionado con subsidencia inducida por karstificación de los materiales evaporíticos infrayacentes.

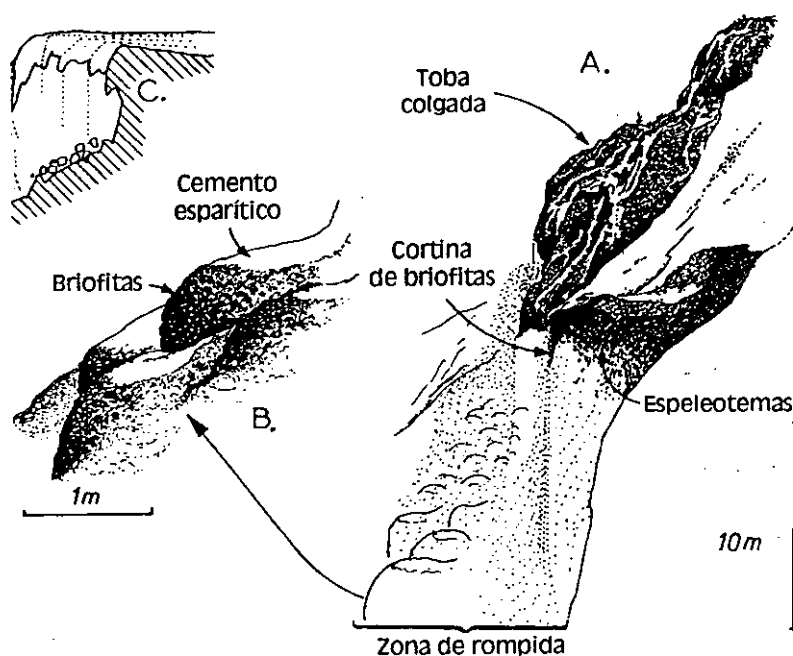


Figura 6.13. Modelo de toba en cascada. A) Disposición general de la cortina de briofitas y desarrollo de formaciones "almohadilladas" bajo las cascadas. B) Detalle de las formaciones "almohadilladas". C) Modelo generalizado de progradación en la cortina tobácea y desarrollo de fábricas subverticales, con desarrollo de cuevas con espeleotemas (Modificado de Pedley, 1990).

5. RECONOCIMIENTO DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LOS DEPÓSITOS MIOCENOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD. IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS

5. 1. ESTADO ACTUAL DE LOS ESTUDIOS SOBRE CICLICIDAD SEDIMENTARIA

En la actualidad, los estudios realizados sobre secuencialidad y ciclicidad sedimentaria han cobrado una especial relevancia; de forma genérica, una gran parte de los mismos intentan establecer una relación entre la oscilación de los parámetros orbitales terrestres y su reflejo en el clima y por tanto en el registro sedimentario.

Hasta el momento, sólo se ha conseguido un adecuado control cronológico para el Pleistoceno Superior con una resolución y precisión de miles de años. Así, recientemente, en sedimentos marinos se ha establecido una escala temporal de polaridad astronómica (APTS) que abarca completamente el Plio-Pleistoceno (Shackleton et al., 1990, 1996; Hilgen, 1991a, b; Tiedemann et al., 1994). Esta escala se basa en la calibración de ciclos sedimentarios u otras variaciones de carácter cíclico registradas en secuencias sedimentarias, con las variaciones orbitales terrestres o con curvas derivadas de las mismas. En el registro marino del sector mediterráneo, la escala temporal ha sido extendida hasta los 12 Ma (Hilgen et al., 1995). Aunque en reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales, la APTS puede considerarse fundamental, su construcción se ha fundamentado por completo en secuencias sedimentarias marinas de medio abierto.

Sin embargo, la comprensión de los cambios paleoclimáticos ha de basarse en el establecimiento de correlaciones crono-estratigráficas de alta resolución y precisión entre el registro sedimentario marino y continental. Como ventaja importante del estudio de la ciclicidad sedimentaria en ambiente continental frente al medio marino, se presenta el hecho de una mayor susceptibilidad a un reflejo de los cambios climáticos inducidos orbitalmente en el registro sedimentario terrestre, si bien la existencia de hiatos sedimentarios puede implicar la pérdida de un control directo. La existencia de ambientes deposicionales continentales en los que una subsidencia regular favorece una sedimentación continua puede favorecer un registro de los ciclos de Milankovitch salvando en lo posible los hiatos sedimentarios. Por ello, una gran parte de los esfuerzos han de concentrarse en la búsqueda de medios deposicionales específicos en los que

exista un adecuado registro de la secuencialidad sedimentaria inducida climáticamente a través de la oscilación de parámetros orbitales terrestres (ver Kent et al., 1995; Olsen y Kent, 1996); en este sentido, diferentes investigadores se encuentran actualmente trabajando en cuencas sedimentarias continentales, y en concreto en la Cuenca de Calatayud, con el propósito de llegar a una ampliación dentro del Mioceno de la APTS (Krijgsman et al., 1994; 1996; Abdul-Aziz et al., 1998).

5. 1. 1. LOS PARÁMETROS ORBITALES TERRESTRES

Desde hace algún tiempo se ha venido observando que los ciclos sedimentarios pueden reflejar oscilaciones climáticas controladas por ciclos orbitales terrestres; de esta forma, pueden ser usados para estimar la cantidad de tiempo representado en el registro sedimentario. Gilbert (1895) propuso que la deposición de ciclos carbonato-marga del Cretácico Superior eran resultado de una influencia astronómica, y basándose en este hecho, calculó la duración de una parte del Cretácico Superior. Más tarde, Bradley (1929) reconoció ciclos de precesión en secuencias varvadas de arcilla/dolomita utilizándolos como medida precisa de las tasas de sedimentación. Más tarde, Milankovitch (1941) relanzó esta temática al establecer una relación entre los parámetros astronómicos y las edades de hielo. En la actualidad, la idea de un reflejo en el registro sedimentario de las variables astronómicas, se encuentra ampliamente aceptada.

A pequeña escala, es muy probable que los cambios litológicos de marcado carácter cíclico en el registro sedimentario, se encuentren relacionados con oscilaciones climáticas inducidas por ciclos orbitales de precesión y excentricidad. Con anterioridad, la tectónica y los cambios del nivel del mar fueron considerados factores dominantes de control del relleno siliciclástico de las cuencas sedimentarias; así, usualmente, la existencia de variaciones litológicas de carácter cíclico fue atribuida a los factores citados o procesos autocíclicos, sin considerar la influencia de los cambios climáticos.

Los parámetros orbitales son climáticamente importantes porque causan variaciones en la distribución espacial de la energía solar que alcanza la superficie de la Tierra, influyendo en la distribución de zonas climáticas y en la variación de la recepción de energía solar con la latitud a lo largo del año (Berger y Loutre, 1991). Los cambios climáticos de origen astronómico, así como su representación sedimentaria dependen de la posición cambiante del eje de la Tierra en su movimiento de traslación alrededor del Sol. Estas variaciones dependen de la intensidad de las fuerzas gravitacionales en el sistema rotatorio Sol-Tierra-Luna así como de la influencia de otros planetas dentro del sistema solar (De Boer y Smith, 1994). Las perturbaciones

orbitales resultantes conllevan variaciones en la excentricidad (con períodos principales de 400.000 y 100.000 años), oblicuidad (41.000 años) y precesión (23.000 y 19.000 años) (Berger, 1977) (Fig. 6.14).

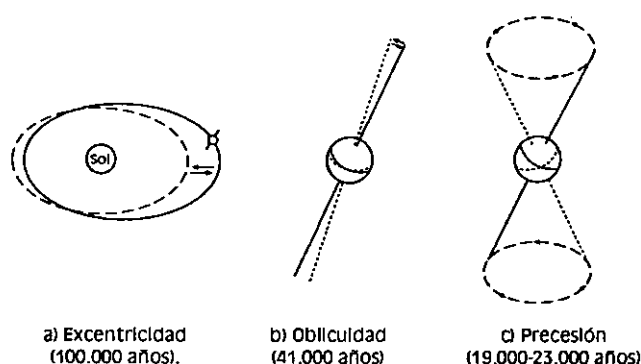


Figura 6.14. Representación esquemática de las variables astronómicas que influyen en el clima de la Tierra (Modificado de De Boer y Smith, 1994).

La *precesión* es el giro del eje rotacional de la Tierra debido a los efectos combinados de atracción lunar y solar. El período absoluto de este ciclo es del orden de 26.000 años. Sin embargo, la órbita elíptica de la Tierra también rota, siendo los principales períodos medios observados entre 19.000 y 23.000

años con extremos de 14.000 y 28.000 años (Berger, 1988). Como resultado, la precesión de los equinoccios constituye la razón de que los momentos de perihelio varíen en el tiempo. En la actualidad, en el hemisferio Norte, los inviernos se producen en el perihelio, mientras que el verano lo hace en el afelio. Este hecho provoca que existan cambios predecibles en la insolación sobre la Tierra y cambios en el contraste entre verano-invierno. El efecto de la precesión está 180° fuera de fase entre el hemisferio Norte y Sur.

La *oblicuidad* del eje de la Tierra es el ángulo de inclinación con respecto a la perpendicular de la eclíptica, el plano en que la Tierra rota alrededor del Sol. El valor de la oblicuidad varía entre 22-24,5° con un período medio de unos 41.000 años, provocando estacionalidad, especialmente a altas latitudes.

El movimiento traslatorio de la Tierra alrededor del Sol no es un círculo perfecto sino una elipse con una *excentricidad* variable. El período en el cual varía desde un máximo (unos 0.06 en órbita elíptica) a un mínimo (próximo a 0 en órbita circular) y retorna a condiciones anteriores es de unos 100.000 años con unas componentes mayores a 99.000 y 123.000 años. Además, existen variaciones regulares de la excentricidad en unos 400.000 años, 1,3 Ma, y 2 Ma, que han sido reconocidas en diferentes sucesiones sedimentarias.

5. 2. ESTUDIOS DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DE CALATAYUD

La Fosa de Calatayud-Teruel ofrece uno de los registros sedimentarios continentales miocenos más completos de la Península Ibérica. Por esta razón, constituye un sector favorable para la realización de estudios de ciclicidad sedimentaria inducida por oscilaciones de los parámetros orbitales (Krijgsman et al., 1994; 1996), ya que además, dispone de numerosos yacimientos paleontológicos que permiten llevar a cabo una calibración cronológica.

En la Cuenca de Calatayud, Krijgsman et al. (1994) realizaron un estudio magnetoestratigráfico de dos secciones estructuradas de forma cíclica, localizadas en el sector de Villafeliche y en la falda Norte de la Sierra de Armantes; en ésta, la sedimentación aparece como continua en un período estimado entre 17-12 Ma. La sección de Armantes se compone de una secuencia de niveles rojos con una alternancia regular (a escala de 10 metros) de limos rojos y calizas rosadas/blancas. Dentro de esta alternancia existe una estratificación de menor escala (2-3 metros) caracterizada por un contenido en carbonato variable. Krijgsman et al. (1994) señalan que la correlación de la secuencia de polaridad magnética de la sección con la escala temporal de polaridad geomagnética (GPTS) sugiere una periodicidad de 111.000 años para la ciclicidad de gran escala, que es indicativa de una relación con el período de unos 100.000 años de excentricidad de la órbita de la Tierra.

Otro sector con interés para la realización de estudios cicloestratigráficos, es la zona de Orera-Ruesca donde Abdul-Aziz et al. (1998) han realizado una sección compuesta sobre la que se han aplicado métodos de estudio de alta resolución magnetoestratigráfica y cicloestratigráfica. En esta sección se han descrito ciclos sedimentarios a tres o cuatro escalas diferentes. Los ciclos de pequeña escala poseen una potencia del orden de 1.6 m y se caracterizan por la alternancia de carbonatos blancos y arcillas verdes (ciclo de precesión de unos 20.000 años). La presencia regular cada 5 o 6 ciclos de arcillas rojas en lugar de verdes en los ciclos, ha sido interpretada como el reflejo de un ciclo de excentricidad (de unos 100.000 años). Por último, observaron una ciclicidad a gran escala marcada por la alternancia de intervalos con ciclos regulares de pequeña escala e intervalos donde existe un enriquecimiento en arcilla frente al carbonato en ciclos a pequeña escala menos regulares. En este caso, se ha asociado con otro de los valores principales de los ciclos de excentricidad (400.000 años). La correlación con la escala temporal de polaridad geomagnética (GPTS) de Cande y Kent (1995; CK95) proporciona una edad de entre 10.5 a 12.5 Ma. para la sección completa.

Una vez que los investigadores citados han constatado la existencia o el reflejo de las oscilaciones orbitales terrestres en el registro sedimentario de la cuenca, como aportación de esta Tesis Doctoral a los estudios de ciclicidad sedimentaria en la cuenca, se profundiza en la interpretación sedimentológica y paleoclimática, en función de los cambios litológicos y estructuras reconocidas en cada ciclo sedimentario.

La Cuenca de Calatayud ofrece la posibilidad de un estudio del fenómeno de la ciclicidad sedimentaria en determinados sectores que interpretamos como ambientes deposicionales estables favorecidos por una subsidencia regularizada. La Unidad Intermedia de la cuenca presenta los mejores ejemplos de un registro sedimentario de las oscilaciones de los parámetros orbitales, mientras que en Unidad Inferior y Superior, las series no presentan un patrón cíclico regular de la sedimentación o, han sido en parte modificadas diagenéticamente.

Los sedimentos evaporíticos de la Unidad Inferior, característicos de alta-moderada salinidad, han quedado sujetos a transformaciones minerales penecontemporáneas, disoluciones, reprecipitaciones y procesos diagenéticos que han eliminado gran parte de los rasgos deposicionales, por lo que resulta complejo diferenciar ciclicidad sedimentaria inducida por variaciones de los parámetros orbitales. En el sector Sur de la Sierra de Armantes afloran facies salinas de relativa marginalidad dentro del lago salino que estuvieron afectadas por continuas oscilaciones del nivel de las aguas del lago; de esta forma, se puede encontrar una superposición de episodios de precipitación de fases minerales y etapas de diagénesis temprana correspondientes tanto a condiciones freáticas como vadosas. Aunque no es posible distinguir una ciclicidad sedimentaria regular, se han identificado algunas secuencias de precipitación evaporítica que se repiten a espacios irregulares y que poseen una importancia específica por su significado paleoclimático.

Por otra parte, en gran parte de la Unidad Superior no se ha favorecido el establecimiento de medios subsidentes con sedimentación regular que puedan ser susceptibles de registrar oscilaciones climáticas inducidas por las variaciones de los parámetros orbitales. Sin embargo, aunque la Subunidad C₁-SUP es característica de un ambiente lacustre somero estable, no conserva un patrón cíclico regular diferenciable a macroescala, que pueda ser relacionado con factores climáticos.

Por lo tanto, sólo la sedimentación en la Unidad Intermedia posee las condiciones necesarias para el registro de las oscilaciones climáticas de carácter cíclico. Hacia los sectores marginales de la unidad, en diferentes medios deposicionales, la

sedimentación ha permanecido constante y regular durante largos períodos de tiempo favorecida por una subsidencia diferencial respecto del sector central de la cuenca. Como resultado, se obtienen excepcionales secuencias sedimentarias en el sector de Orera-Ruesca, en gran parte de la Sierra de Armantes, o en el sector comprendido entre las localidades de Morata de Jiloca y Mara (Sanz-Rubio et al., 1997) que reflejan ciclicidad sedimentaria; una de las peculiaridades de éste último sector es la excepcional continuidad sedimentaria que representa una evolución gradual desde unas evaporitas de alta-moderada salinidad (Unidad Inferior) a unos depósitos carbonático-evaporíticos representativos de estadios de mayor dilución de la salmuera (Unidad Intermedia).

5. 2. 1. LA RESPUESTA DE LOS AMBIENTES EVAPORÍTICOS A LAS OSCILACIONES CLIMÁTICAS

Los ambientes evaporíticos, especialmente continentales, presentan una alta sensibilidad a cualquier tipo de oscilación climática, tanto a pequeña escala (estacionalidad, estación húmeda y seca), como cambios globales de mayor orden, ya que la concentración de la salmuera puede ser rápidamente modificada, y con ello las diferentes fases minerales precipitadas. Aunque gran parte de las cuencas evaporíticas parecen reflejar un ambiente sedimentario estable, todo ambiente evaporítico se encuentra afectado por procesos de precipitación, disolución y diagénesis de fases minerales salinas. Esta clase de procesos han sido observados por numerosos autores, como Arakel y Tian Hongjun (1994), que constatan la efectividad del reciclaje de la salmuera a través de la cristalización mineral estacional, transformaciones de fase y precipitación-disolución bajo un clima árido, o Sánchez-Moral (1994) y Sánchez-Moral et al. (1998), quienes han observado frecuentes fenómenos de disolución de evaporitas precipitadas en años anteriores, así como cambios texturales y mineralógicos en los depósitos salinos de lagos actuales, relacionados con variaciones de temperatura y entrada de aguas en períodos de recarga. Por ello, es importante resaltar que aunque a gran escala la continuidad sedimentaria en las sucesiones evaporíticas de la Cuenca de Calatayud puede resultar excepcional, existen un gran número de hiatos sedimentarios de corta duración, que no deben ser considerados como un factor relevante en la interpretación sedimentológica, aunque las potencias originales pueden verse modificadas, así como la propia estructura deposicional de los ciclos.

Otro aspecto importante a tener en cuenta en el estudio de ciclos sedimentarios inducidos por oscilaciones climáticas en lagos salinos es la localización de las secuencias más completas. La interpretación de la distribución espacial de procesos variables superficiales en lagos salinos puede ser difícil o equívoca con la ausencia de un

conocimiento de las variaciones estratigráficas laterales. Los mejores registros de la evolución de un lago salino deberían encontrarse en el centro de la cuenca; sin embargo es necesario reconocer que las secciones estratigráficas allí realizadas pueden ser temporalmente incompletas, o pueden carecer de un registro de las desecaciones del lago hacia los márgenes (Vandervoort, 1997). En este sentido, en lagos salinos estables, las dificultades surgen en el reconocimiento en el centro de la cuenca de períodos de expansión o desecación lacustre que sólo van a ser registrados en los márgenes del lago, y que marcan las grandes pautas de oscilación climática. Por esta razón, como veremos más adelante, gran parte de las secuencias y ciclos sedimentarios en sedimentos evaporíticos con un significado paleoclimático en la Cuenca de Calatayud, son características de ambientes relativamente marginales dentro del lago salino.

5. 3. CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA UNIDAD INFERIOR

Como se ha comentado precedentemente, en esta unidad no se localiza un patrón cíclico de sedimentación regular, aunque en facies de margen de lago salino del sector comprendido entre la localidad de Calatayud y la vertiente Sur de Armantes, se pueden encontrar secuencias sedimentarias relevantes, cuya interpretación puede relacionarse con fluctuaciones del nivel del lago salino inducidas por oscilaciones climáticas regulares.

En Unidad Inferior pueden distinguirse tanto ciclos menores como mayores. Los ciclos menores se componen de yeso inter laminado a escala milimétrica/centimétrica con magnesita y arcillas/margas magnesíticas, mientras que los ciclos mayores, reflejan secuencias métricas evaporíticas con una marcada tendencia evolutiva.

5. 3. 1. CICLOS MENORES. INTERLAMINADOS YESO/MAGNESITA

Estas secuencias se caracterizan por una alternancia a pequeña escala (milimétrica/centimétrica) compuesta por yesos laminados ricos en materia orgánica (yeso postdeposicional procedente de anhidrita y/o glauberita, A_L - G_L) intercalados ocasionalmente por niveles de yeso micronodular (1-3 cm), que se disponen en alternancia con láminas de magnesita, margas/arcillas magnesíticas, arcillas grises y arcillas oscuras ricas en materia orgánica (Fig. 6.15).

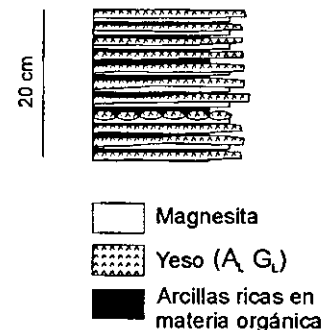


Figura 6.15. Ciclos menores. Inter laminados yeso/magnesita.

5. 3. 2. CICLOS MAYORES. SECUENCIAS DE ARCILLA Y MAGNESITA CON YESO NODULAR

Constituye el tipo de secuencia sedimentaria más común de la Unidad Inferior. Se trata de secuencias de hasta 2.3 m de potencia que constituyen la representación de la asociación de facies 2 hacia sectores más centrales en la cuenca. Las secuencias, en detalle, están compuestas de (Fig. 6.16):

a) un cuerpo masivo de aproximadamente 1.3-1.5 m de potencia de arcillas grises-verdes homogéneas, en ocasiones laminadas con restos vegetales flotados y pequeñas huellas de bioturbación de raíces; se reconocen pequeñas venas de yeso fibroso (0.5-2 cm de espesor) con orientación vertical preferente y presencia de pequeños nódulos yesíferos de hasta 2-3 cm de diámetro.

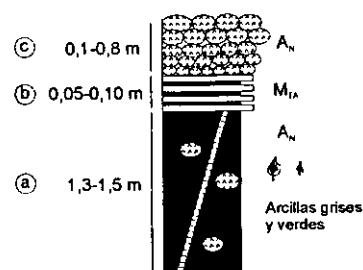


Figura 6.16. Ciclos mayores. Secuencias de arcilla y magnesita con yeso nodular.

b) 5-10 cm de alternancia de láminas de magnesita, arcillas grises y margas/arcillas magnesíticas (M_{TA}).

c) 0.1-0.8 m de yesos nodulares en niveles discontinuos dentro de una matriz margosa magnesítica; usualmente, se reconoce una tendencia a un aumento del tamaño de los nódulos yesíferos desde la base del nivel (2-3 cm) hacia el techo (5-20 cm). En otras ocasiones, los niveles nodulares se presentan masivos, formados por nódulos coalescentes, o nódulos de elongación vertical.

Interpretación

El origen más probable de los ciclos menores responde a variaciones de tipo estacional (alternancia de períodos húmedos y secos). Esta secuencia es característica de áreas con sedimentación lacustre de tipo somero, con una alternancia sucesiva de etapas de dilución de la salmuera (arcillas) con períodos de progresiva concentración que pueden dar lugar a precipitación de magnesita y anhidrita-glauberita (transformadas en yeso secundario) en un estadio más evolucionado, sin que se encuentren evidencias de la desecación total de la salmuera. La existencia de niveles nodulares de pequeño rango es indicativa de episodios menores de anhidritización sinsedimentaria.

Desde el punto de vista geoquímico el origen de estas secuencias en las que alternan fases minerales carbonatado-magnésicas con fases sulfatado cálcicas, sin presentarse fases intermedias carbonatado cálcicas o cálcico-magnésicas, implica unas especiales características composicionales de la solución a partir de la cual precipitan. Mediante PHRQPITZ se han realizado los cálculos necesarios para obtener una solución a partir de la cual sea termodinámicamente posible la formación de estas alternancias magnesita/yeso. Los primeros resultados indican que son necesarios altos valores de la relación Mg/Ca (superiores a 23) y una composición de tipo sulfatado-magnésico-cálcico, sin ser necesarias altas concentraciones en la solución. La evaporación de una solución de estas características, probablemente con valores de dicha relación superiores al citado, provocaría la precipitación inicial de magnesita (y/o algún precursor) con el consiguiente enriquecimiento en Ca de la solución; posteriormente, y a medida que progresara el proceso de evaporación se produciría la precipitación de yeso una vez superada la saturación en esta fase mineral. No obstante, el reconocimiento de anhidrita y/o glauberita como precursores del yeso actual, indican que la salmuera en el momento de la precipitación debería presentar elevadas concentraciones de especies en disolución. En el caso de la anhidrita, los valores necesarios de la fuerza iónica de la solución (I) son superiores a 6, y la actividad de agua inferior a 0.77, límite del campo de estabilidad anhidrita/yeso. Asimismo, en el caso de la glauberita sería necesaria la presencia de altos contenidos en Na. Todo ello parece indicar que la salmuera presente en el lago durante este período debería ser del tipo Cl-SO₄-Na-Mg-(Ca), probablemente derivada de la salmuera Cl-Na dominante durante la etapa anterior en la que se formó el cuerpo halítico central subyacente. De esta forma, parece clara la tendencia al cambio tanto en la tasa de entrada como en las características químicas de las aguas de alimentación del lago.

Los ciclos sedimentarios mayores representan secuencias de somerización de lago salino en zona de margen lacustre-*mudflat*; cada secuencia individual comienza con un tramo de terrígenos finos (arcillas), donde no existen evidencias notables de exposición subaérea, suponiendo un período estable en el que se alcanza un alto grado de dilución de la salmuera. Las intercalaciones de niveles rojizos propios de ambiente oxidante son poco abundantes y sólo, en alguna ocasión se reconocen nódulos de anhidrita que son indicativos de un crecimiento por capilaridad en zona vadosa. Posteriormente, en la vertical se pasa hacia un tramo que supone la progresiva concentración de la salmuera, traduciéndose en una alta relación Mg/Ca. Se produce sobresaturación en magnesita y su consiguiente precipitación; al mismo tiempo, se describe la existencia de pequeños pulsos de inundación y dilución de la salmuera que quedan reflejados en los finos lechos arcillosos intercalados con la magnesita. Finalmente, la existencia de potentes niveles de

yeso nodular con crecimiento en una matriz magnesítica indica el paso por un episodio de desecación en el que se intensifican los procesos de evaporación capilar que dan lugar al crecimiento de nódulos de anhidrita en ambiente vadoso. En algún caso, los términos nodulares presentan una cierta estructuración en niveles con continuidad lateral, que pueden presentar texturas alabastrinas con pseudomorfos de glauberita. En este sentido, el depósito evaporítico puede resultar bastante más complejo, llegándose a una precipitación probablemente intrasedimentaria de cristales de glauberita euhedral-discoidal que han sufrido posteriormente un proceso de anhidritización sinsedimentaria, con un paso intermedio consistente en la disolución incongruente de glauberita y pseudomorfización en yeso de la misma (Mees, 1998).

La precipitación de magnesita en zonas marginales lacustres en los primeros estadios del proceso de evaporación provocaría una disminución de la relación Mg/Ca y la posterior precipitación del yeso, sin que se alcanzara en ningún momento la sobresaturación en fases minerales carbonatado-cálcicas ni cálcico-magnésicas (calcita, aragonito, dolomita) de forma coherente con su ausencia en la series estudiadas. Sin embargo, en determinados sectores de la cuenca, comúnmente hacia los márgenes oriental y occidental pueden encontrarse secuencias a menor escala en que tras la consecución de una relación de Mg/Ca lo suficientemente alta como para inducir la precipitación de magnesita, se pasa a niveles complejos con aragonito, calcita diagenética y pseudomorfos de anhidrita.

5. 4. CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA UNIDAD INTERMEDIA

La Unidad Intermedia presenta los mejores ejemplos de series sedimentarias estructuradas de forma cíclica que pueden ser interpretados como respuesta a oscilaciones de los parámetros orbitales terrestres. Además de los depósitos palustres del área de Orera-Ruesca (ver Abdul-Aziz et al., 1998) confinados en una zona de sombra entre abanicos aluviales, uno de los sectores con mayor potencialidad para su estudio cicloestratigráfico reside en el Bloque Sur-Páramo, en la zona comprendida entre las localidades de Morata de Jiloca y Mara que se corresponde con facies lacustres someras del sistema evaporítico de Unidad Intermedia.

Aunque la naturaleza de las litologías implicadas en cada uno de los medios deposicionales es distinta (alternancia lutítico-dolomítica en Orera-Ruesca y magnesítico/dolomítica-yesífera en Morata-Mara), cronológicamente se trata de ambientes deposicionales coetáneos aunque paleogeográficamente individualizados; en

este sentido resulta interesante encontrar las relaciones entre las interpretaciones paleoclimáticas que pueden realizarse sobre los ciclos sedimentarios de cada ambiente. Por otra parte, no se profundizará en la descripción de la ciclicidad sedimentaria en el Norte de la Sierra de Armantes ya que la ciclicidad encontrada allí presenta una mayor escala que la existente en Orera-Ruesca y Morata-Mara.

5. 4. 1. SUCESIÓN CÍCLICA YESO PRIMARIO/MAGNESITA-DOLOMITA (SECTOR SE DE LA CUENCA)

Una de las mejores sucesiones cíclicas de la Unidad Intermedia quedan localizadas en el sector sureste de la cuenca entre los ríos Jiloca y Perejiles (a la altura de las localidades de Morata de Jiloca y Mara). Del mismo modo que en la Unidad Inferior, gran parte de la sedimentación evaporítica en este sector está representada por ciclos menores y mayores.

Los ciclos menores están formados por una alternancia rítmica centimétrica de materiales magnesítico/dolomíticos y yeso primario que componen ciclos mayores o secuencias de una potencia de 2-2.5 m (ver asociación de facies 11), y forman parte de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT; cada ciclo se compone de yeso primario (yeso microselenítico, detrítico, y lenticular) interlaminado con materiales magnesíticos o dolomíticos con una tendencia definida de aumento de la proporción y potencia de los niveles microseleníticos hacia el techo de la secuencia que presenta evidencias de anhidritización sinsedimentaria (ahora rehidratados a yeso) por exposición en condiciones áridas superficiales (Moiola y Glover, 1965; Shearman, 1983; Rouchy et al., 1986).

La sección estratigráfica *Mor* muestra una sedimentación evaporítica en apariencia sin discontinuidades relevantes y estructurada en ciclos bien definidos, que es característica de un ambiente de margen lacustre o lago salino somero. La sección *Mor* (nosotros hemos representado sólo el tramo más significativo) representa una excepcional serie de más de 200 m de potencia que, hacia su base refleja la transición entre facies de alta-moderada salinidad de la Unidad Inferior a unas facies carbonático-evaporíticas indicativas de menor salinidad (Unidad Intermedia). Hacia la parte media, puede distinguirse con claridad el patrón cíclico regular definido. Esta ciclicidad puede ser observada en la mayor parte de la serie exceptuando los últimos tramos de Unidad Intermedia que pertenecen a la Subunidad CB_{PY} -INT. El ascenso en la sección hacia los términos más altos representa una sustitución de las litologías magnesíticas por dolomíticas, desaparición paulatina del yeso primario frente a la proporción de carbonato magnésico, así como un aumento en la cantidad de aportes de terrígenos finos. Estas sucesiones carecen

de la presencia de hiatos sedimentarios remarcables y sólo queda interrumpida por la génesis ocasional de paleosuelos con estructura de orientación vertical.

LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS

Por otra parte, el sector de Mara, representado por la sección *Mar-2*, posee el mismo patrón cíclico para las evaporitas que en la sección *Mor*. En este sector, existe una importante discontinuidad sedimentaria (superficie paleokárstica) que afecta a los materiales de la Subunidad Y_{LM} -INF de Unidad Inferior, que aunque sólo aflora un tramo de 16 m, posee la misma estructuración cíclica que hemos descrito en las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT de la Unidad Intermedia.

De esta forma, sobre la discontinuidad existe una potente serie de carbonatos diagenéticos (Subunidad C_{LD} -INT, procedentes de la calcitización de materiales de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT, ver capítulo 7), donde puede reconocerse el mismo patrón cíclico que en los materiales yesífero-carbonáticos. Sin embargo, si en el caso anterior, la potencia de cada ciclo oscilaba entre 2-2.5 m, en este tramo diagenético oscilan entre algo más del medio metro hasta los 1.20 m. Dentro de cada ciclo también se diferencia de la misma forma una mayor potencia del tramo inferior que el superior, a la vez que se observa como los tramos basales poseen una mayor abundancia de intercalaciones arcillosas en comparación con los tramos de techo, que presentan con mayor frecuencia evidencias de sulfatos en forma de moldes o pseudomorfos de yeso, e incluso llegan a preservarse estructuras típicas como tepees y/o deformaciones de la laminación producidas en la competición del crecimiento cristalino del yeso. Hacia la parte media de la sección se reconocen abundantes *slumps*, con brechas de *slump* asociadas y una microfracturación intensa que hacen más difícil el reconocimiento de la secuencialidad.

Interpretación

El desarrollo de un yeso selenita tiene lugar usualmente en cuerpos de aguas someras, a partir de un crecimiento en la interfase sedimento/salmuera (Schreiber, 1978; Rouchy et al., 1986). La escasa profundidad del medio viene demostrada por el escaso grosor (cercano a 1 cm) de cada capa selenítica; el crecimiento de estos cristales requiere unas condiciones de estabilidad por largo tiempo en un punto cercano a la saturación en yeso de la salmuera. Sin embargo, los períodos relativamente largos de crecimiento selenítico pueden ser seguidos por fases de fuerte evaporación que causan anhidritización temprana y/o recristalización del depósito previamente formado (Sanz-Montero, 1994). Este rasgo es característico de numerosos tramos finales de los ciclos evaporíticos.

Por otra parte, el carácter laminado del yeso lenticular es indicativo de su génesis en la interfase aire/salmuera con posterior hundimiento de los cristales en un lago somero, de forma similar a lo propuesto por Schreiber (1978) y Truc (1980). Los cristales de mayor tamaño serían el producto del recrecimiento en la interfase sedimento/agua. Finalmente, el yeso detrítico sería el producto de una removilización de costras seleníticas por un descenso de las aguas del lago o por mantos de arroyada en zona litoral (Sanz-Montero, 1994).

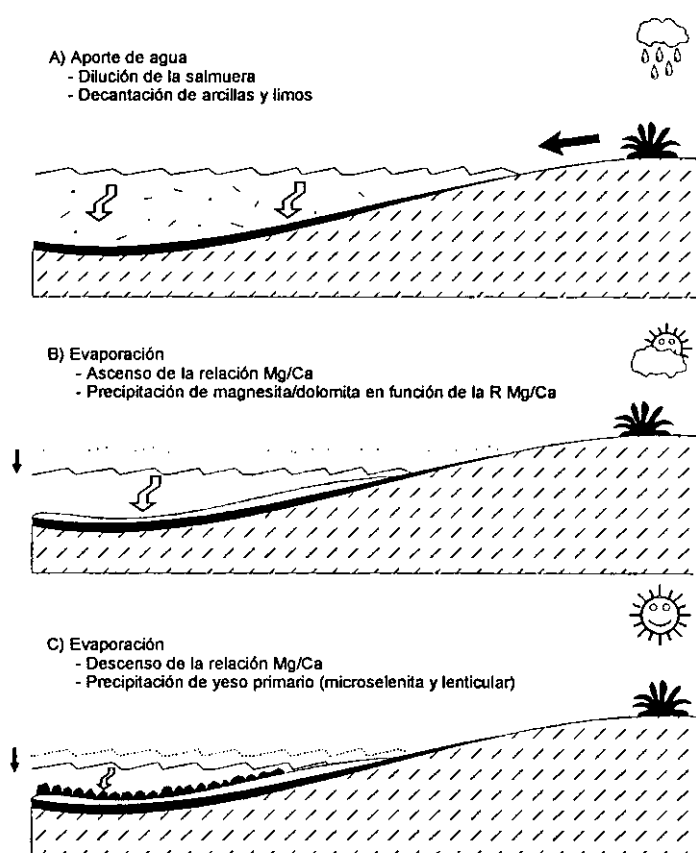


Figura 6.17. Interpretación de la génesis de las sucesiones cíclicas de yeso primario/magnesita-dolomita.

Las láminas arcillosas y margosas que aparecen normalmente intercaladas con el yeso primario representan períodos de dilución relativa de la salmuera como producto de un mayor aporte de aguas dulces que provoca una expansión lacustre. La concentración de la salmuera por evaporación produce en primer lugar una sobresaturación con respecto a magnesita/dolomita debido a la alta relación Mg/Ca, retirándose el suficiente Mg de la solución como para provocar la sobresaturación con respecto al yeso y su consiguiente precipitación (costras microseleníticas y yeso lenticular) (Fig. 6.17).

Cada tipología de yeso primario es indicativa de unas condiciones diferentes del ambiente deposicional, pero el análisis de la secuencia debe ser realizado globalmente, en función de la tendencia general; el resultado de este análisis es la mayor estabilidad del ambiente deposicional para los tramos superiores de cada secuencia que los tramos inferiores.

Por lo general, los tramos inferiores, además de su mayor potencia, se caracterizan por una sucesión de etapas con:

- a) Material fino siliciclástico (arcillas y limos) precipitado por decantación en etapas de dilución de la salmuera.
- b) Precipitación de magnesita/dolomita a medida que aumenta la concentración de la salmuera. La existencia de carbonatos magnésicos inter laminados también posee un significado de marginalidad en un ambiente de lago salino e indican moderados-altos valores de la relación Mg/Ca.
- c) Precipitación de yeso primario (microselenitas y yesos lenticulares) debido a un descenso de la relación Mg/Ca provocado por la precipitación inicial de magnesita/dolomita. Estas tipologías de yeso son indicativas de condiciones lacustres someras, si bien el yeso detrítico lo es de zonas de borde.

Esta sucesión de los tramos inferiores indican una alta estacionalidad del depósito, si bien los rasgos básicos de este medio deposicional se mantienen invariable a lo largo del tiempo. El tramo superior de las secuencias cíclicas define salmueras más evolucionadas en un medio árido, aunque lo suficientemente estable como para permitir una continua precipitación de yeso microselenita. En este tramo, las intercalaciones siliciclásticas finas son menos numerosas, al igual que los niveles con carbonatos magnésicos. Los rasgos de anhidritización del techo de la secuencia son indicativos de exposición subérea de las costras microseleníticas.

En la interpretación de la secuencia tipo yeso primario/magnesita-dolomita es importante resaltar en primer lugar que la existencia de una laminación milimétrica/centimétrica caracteriza ciclos menores indicativos de una estacionalidad definida en el lago salino por períodos de dilución y concentración. Del mismo modo que para las secuencias de yeso laminado de la Unidad Inferior, no se encuentran evidencias de exposición subaérea notable a esta escala; estas facies son características de un lago somero o de margen lacustre con una estabilidad relativa frente a cambios mayores climáticos. Sólomente, la existencia de niveles de paleosuelos a espacios irregulares cabe interpretarse como etapas marcadas por eventos generalizados de exposición subaérea.

Por todas estas razones, aunque estas secuencias se han formado por una prolongada estacionalidad de los depósitos (ciclos menores), la tendencia general es indicativa de una aridificación progresiva del medio hacia techo de secuencia (ciclos mayores).

Por otra parte, el conjunto de secuencias cíclicas a lo largo de las secciones estudiadas es indicador de un cambio progresivo en la hidroquímica de la salmuera con una disminución general de la relación Mg/Ca hacia techo (cambio litológico magnesita

a dolomita) y disminución de la precipitación evaporítica. Los cálculos geoquímicos realizados indican que son necesarios valores inferiores a 23 para la posible precipitación de magnesita/dolomita; asimismo el carácter primario del yeso de estas secuencias y por tanto la ausencia de precursores indicativos de medios de alta salinidad, confirman un mayor estado de dilución de las aguas del lago y con ello la confirmación de una tendencia a la disminución de la salinidad ya observada en secuencias subyacentes. Progresivamente las aguas lacustres serían más ricas en calcio y menos salinas como consecuencia de una mayor tasa de entrada de aguas de alimentación de carácter carbonatado cálcico. Esta particular evolución refleja las consecuencias del cambio climático del Mioceno Medio en facies de índole evaporítica con un registro que probablemente cubre gran parte del período Aragoniense Medio-Vallesiense Inferior.

Secuencias sedimentarias similares han sido interpretadas por Sanz-Montero et al. (1994) como características de un lago marginal o un ambiente de lago salino somero. El ambiente de *dry mudflat* estaría representado por niveles magnesíticos de espesor anómalo con crecimiento primario de nódulos de anhidrita que es indicativo de una sequedad excepcional de la superficie del mudflat, aunque la zona freática quedaría cercana a superficie. Por otra parte Ergun (1977) también ha descrito secuencias rítmicas compuestas de una alternancia de carbonatos (magnesita-dolomita) y yesos (primarios/secundarios) en las evaporitas terciarias de la Cuenca de Cankiri-Corum (Turquía).

5. 4. 2. SUCESIÓN CÍCLICA LUTITAS Y LIMOS/DOLOMITA (SECTOR DE ORERA-RUESCA)

La ciclicidad sedimentaria reconocida en las secciones estratigráficas realizadas en el sector de Orera-Ruesca se caracteriza por ciclos de mucha menor complejidad, ya que el efecto de estacionalidad en este ambiente deposicional no llega a ser acusado como el que queda reflejado en los materiales evaporíticos de Morata y Mara. La ciclicidad sedimentaria elemental en este sector ha sido relacionada por Abdul-Aziz et al. (1998) con ciclos de precesión terrestre.

Básicamente, se componen de un tramo potente arcilloso de color verde-gris (rojizo en ocasiones) que pasa a techo a niveles dolomíticos blancos o grises de menor potencia que se encuentran más o menos enriquecidos en carbonato dolomítico (ver asociación de facies 22).

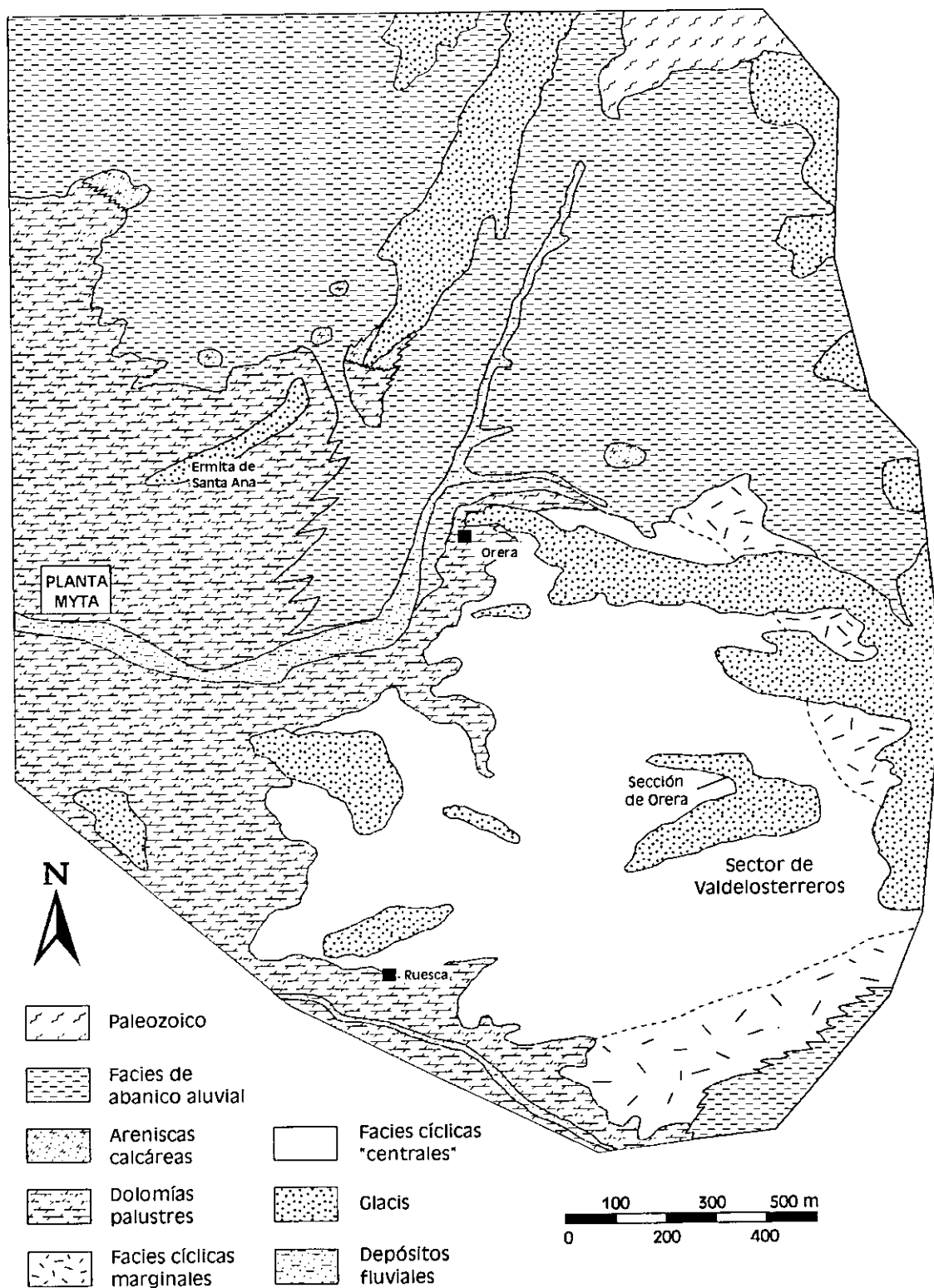


Figura 6.18. Cartografía de facies del sector de Orera-Ruesca.

Además de la sección *Ore* realizada en el término denominado Valdelosterreros, existe un adecuado control de las relaciones laterales de facies de los materiales cíclicos (Fig. 6.18). Se observa que desde facies de abanico aluvial medio-distal, se pasa

rápidamente hacia sectores más centrales a niveles dolomíticos con una potencia de entre 1-1.5 m que se separan por finas intercalaciones arcillosas (Subunidad DM_D -INT). Los niveles dolomíticos son masivos o arenoso-limosos, con laminación fenestral, bioturbados, y presentan a intervalos irregulares estructuras pseudoanticlinales (morfológicamente tepees) similares a los descritos en la Sierra de Armantes. En el mismo sentido del cambio lateral de facies, hacia el centro del sistema palustre, el espesor de los niveles dolomíticos se reduce a la vez que aumenta la potencia de arcillas intercaladas (Subunidad LM_{DB} -INT) (Fig. 6.19). En este sector es donde existe un mejor registro de la ciclicidad sedimentaria, es decir en los sectores más centrales del sistema palustre, mientras que en áreas marginales, el registro cíclico no es evidente.

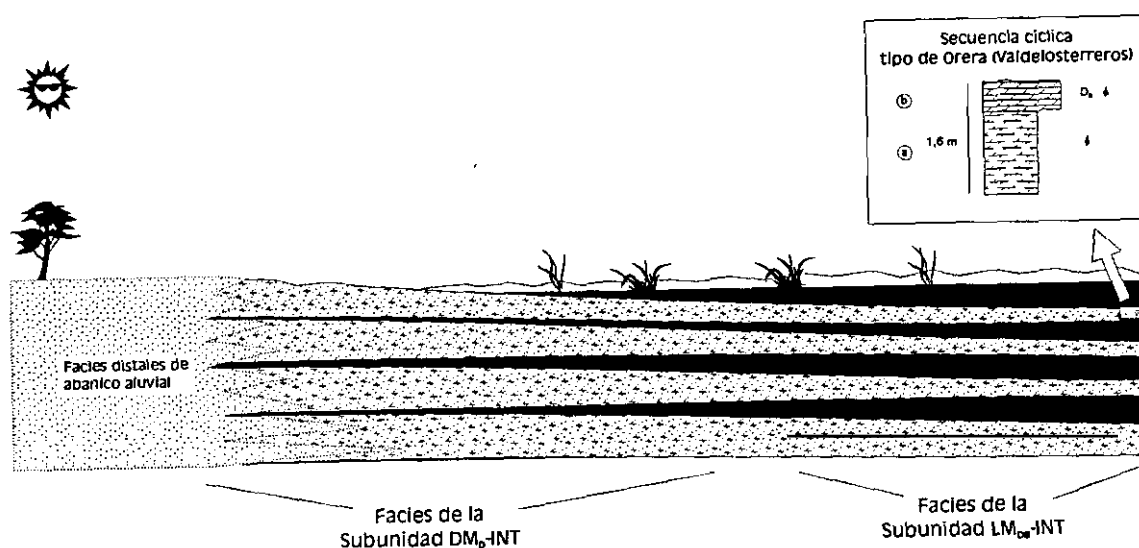


Figura 6.19. Relaciones de facies entre los materiales de la Subunidad DM_D -INT y los de la Subunidad LM_{DB} -INT en la localidad de Orera.

Los ciclos sedimentarios (ver asociación de facies 22), con una potencia media de 1.6 m, se componen de un tramo inferior arcilloso-margoso dolomítico de color verde a gris, de mayor potencia que el tramo superior, que se caracteriza por una pérdida de las estructuras deposicionales debido a una intensa bioturbación llevada a cabo por raíces. Dentro de este tramo se pueden apreciar cambios en la vertical del color de las arcillas que se encuentra relacionado básicamente con el contenido en carbonato, o en ocasiones con el carácter oxidante del medio deposicional y de las lutitas. Por lo general, no existe una tendencia marcada a un aumento paulatino del contenido en carbonato dentro del tramo arcilloso-margoso, encontrándose en ocasiones importantes variaciones en la vertical. La mineralogía de arcillas está dominada por illitas, interestratificados illita/esmectita-esmectitas, caolinita, y paligorskita.

Los niveles carbonáticos poseen mineralogía dolomítica, si bien puede tratarse de niveles con altas variaciones en el contenido en dolomita, desde niveles de arcillas

dolomíticas hasta niveles con una pureza en dolomita que supera el 90%. Generalmente, los niveles dolomítico-arcillosos poseen texturas heterogéneas, mientras que las más puras en dolomita poseen texturas homogéneas. A menudo, se han descrito texturas clásicas con laminación interna bien definida, asociadas a niveles canalizados muy laxos.

Interpretación

En la interpretación de estos ciclos, los dos tramos litológicos (arcilloso-margoso y dolomítico) son característicos de medios deposicionales diferentes:

a) Los niveles arcillosos pueden interpretarse fundamentalmente como producto de una decantación bajo lámina de agua (a excepción del porcentaje de arcillas autigénicas). Las oscilaciones de la lámina de agua son importantes pero no se producen períodos de desecación lacustre prolongada. En períodos de lámina de agua somera, los procesos de bioturbación por raíces son lo suficientemente intensos como para borrar las estructuras primarias de los depósitos. Las condiciones reductoras predominaron en este ambiente deposicional como queda patente en los colores grisáceos y verdosos de los niveles arcillosos.. El aumento de potencia de estos niveles hacia la zona más central del lago está en concordancia con la intensificación de los procesos de sedimentación clástica frente a la química.

b) Los carbonatos dolomíticos constituyen un indicador paleoambiental muy efectivo; quedan ubicados al pie de los abanicos aluviales y forman una aureola lacustre en donde dominan los procesos de evaporación capilar con formación de estructuras tepee. A nivel microscópico, se han descrito:

- Presencia de cantos blandos de naturaleza arcilloso-carbonática, intraclastos, y restos vegetales dispersos, que en ocasiones forman parte de una laminación con gradación vertical de tamaños en canales de base laxa.

- Reconocimiento de pseudomorfos y moldes de morfologías cuadrado-rectangulares de la anhidrita desarrollándose a favor de trazas de bioturbaciones previas.

- Reconocimiento de posibles texturas micríticas deposicionales (¿precursores carbonatados magnésicos?), así como vestigios de gasterópodos-bivalvos y caráceas en texturas dolomíticas, y probables texturas de dolomitización.

Todos los rasgos anteriores de los carbonatos dolomíticos están en concordancia con un origen propio en la zona de oscilación del nivel de base de las aguas del lago (Fig. 6.20). En períodos de retracción del lago, dominan los procesos de evaporación capilar desde un nivel freático próximo a superficie; en ocasiones, se produce la desecación y fracturación de barros dolomítico-arcillosos. En nuevos períodos de inundación o expansión lacustre, o por acción eólica, puede producirse la removilización de fragmentos de barro calcáreo dándose lugar a la génesis de peloides dolomíticos.

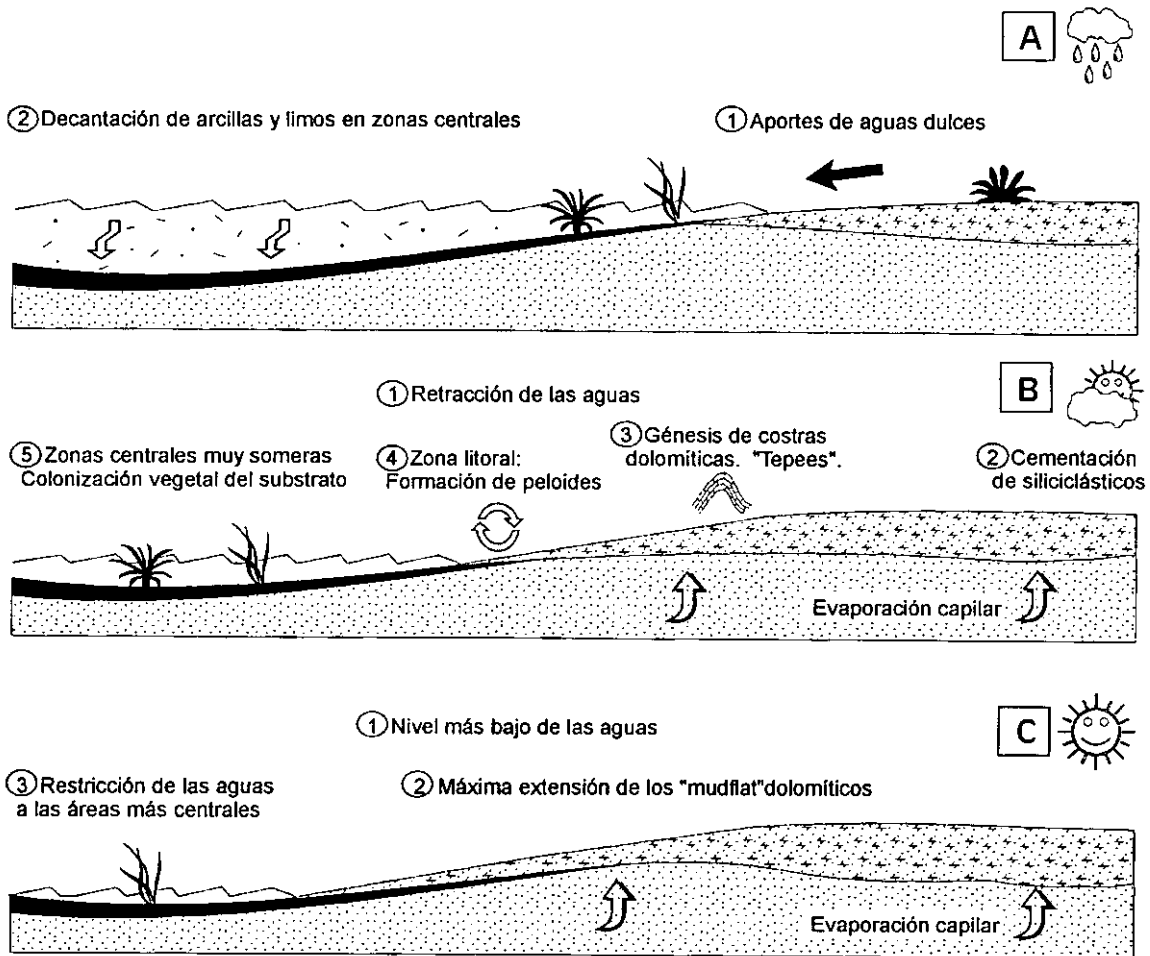


Figura 6.20. Modelo de génesis de los materiales cíclicos de Orera-Ruesca.

La precipitación de fases anhidríticas, los tepees, así como los procesos de dolomitización refuerzan una interpretación ambiental de margen lacustre con importantes oscilaciones del nivel de base del lago. Estos carbonatos son similares a los descritos por Last (1992) en el East Basin Lake (Australia) que ha interpretado como hardgrounds pavimentarios carbonáticos formando un perímetro discontinuo alrededor del propio lago, quedando sumergidos en períodos de alto nivel de las aguas, pero expuestos en momentos de estiaje. Su génesis estaría asociada con una desecación

periódica-precipitación evaporítica y desecación de barros carbonáticos, similares a las costras dolomíticas descritas por Von der Borch y Lock (1979) y Muir et al. (1980). Una vez generados, la bajada del nivel freático puede provocar la rotura en fragmentos poligonales, con posibilidad de ser recementados en subidas posteriores del nivel de aguas del lago.

En depósitos de mayor marginalidad del sistema lacustre, en relación con los depósitos de arenas dolomíticas y/o dolomitas arenosas, que del mismo modo se presentan en los sectores más proximales de las facies palustres de Orera-Ruesca, puede darse lugar a procesos diagenéticos de dolocretización de depósitos siliciclásticos similar al descrito por Khalaf (1990).

En función de estas interpretaciones, puede deducirse que los ciclos sedimentarios de este tipo indican un proceso de somerización y de restricción de las condiciones palustres-lacustres, a la vez que se transita desde un clima relativamente húmedo con continuos aportes de material siliciclástico fino al lago, a un clima de mayor aridez donde predominan los procesos de evaporación hasta el restablecimiento de las condiciones estables al comienzo de otro nuevo ciclo.

5. 4. 3. SECUENCIAS CÍCLICAS DE CALCRETAS/LIMOS, ARCILLAS Y ARENAS DE COLOR ROJO (SECTOR DE ARMANTES NORTE)

Las secuencias cíclicas del sector Noroccidental de la Sierra de Armantes poseen grandes diferencias con respecto de las secuencias previamente descritas, principalmente en la escala de la alternancia cíclica. Krijgsman et al. (1994) describieron una secuencia de niveles rojos con una alternancia regular (a escala de 10 metros) de limos rojos y calizas rosadas/blancas dentro de los cuales pueden describirse subciclos (2-3 m) definidos por variaciones en el contenido en carbonato. Esta ciclicidad ha sido atribuida a la excentricidad de la órbita terrestre mientras que los subciclos se asignan a la precesión del eje terrestre.

Interpretación

Krijgsman et al. (1994) han interpretado los niveles de carbonato del sector Norte de Armantes como calcretas en los que el aporte de carbonato fue efectuado por medio de aguas subterráneas que estuvieron sometidas a procesos de evaporación capilar en sectores topográficamente deprimidos. El estudio sedimentológico que hemos realizado sobre los carbonatos muestra la abundancia de huellas de bioturbación, evidencias de

deseccación, y generalmente un gran contenido en terrígenos. Hacia la parte más alta de la sección, se encuentra una tendencia evolutiva hacia un sistema palustre de pobre desarrollo (Subunidad C_{PG}-INT). La interpretación que puede realizarse sobre estos carbonatos coincide con la planteada por Krijgsman et al. (1994); los niveles carbonáticos corresponden a momentos de edafización del sistema con desarrollo de paleosuelos en momentos de aridez pronunciada que produce la movilización de carbonato cálcico por evaporación capilar. Sin embargo, a diferencia de lo indicado en Krijgsman et al. (1994), los niveles carbonáticos más altos en la serie presentan características típicas de un ambiente palustre con fauna de gasterópodos.

El análisis sedimentológico que hemos realizado en función de las diferentes secciones estratigráficas que se han levantado en la parte Norte de la Sierra de Armantes ha puesto de manifiesto la gran complejidad existente en cuanto a los cambios laterales de facies en este sector además de la inestabilidad sedimentaria de un sistema aluvial como el presente en este área. La litología de los carbonatos asociados a los abanicos aluviales cambia hacia el ápice Noroccidental de la Sierra de Armantes (de dolomías a calizas), y las facies son indicadoras de una abundancia de procesos diagenéticos tempranos y edafización en conexión con una exposición subaérea, lo cual puede implicar la existencia de hiatos sedimentarios de compleja cuantificación temporal ligados a la génesis de paleosuelos. Por estas razones, si bien la localización de ciclos de excentricidad de la órbita terrestre parece un argumento factible, la identificación de ciclos de precesión que pudieran equipararse a los del sector de Orera-Ruesca o los de Mara-Morata parece una meta difícil de obtener.

5. 5. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL RECONOCIMIENTO DE CICLICIDAD SEDIMENTARIA EN LA CUENCA DE CALATAYUD

a) El reconocimiento de ciclicidad sedimentaria en los materiales neógenos de la Cuenca de Calatayud se concentra fundamentalmente en la Unidad Intermedia. La Unidad Inferior posee una especial problemática relacionada con los intensos procesos diagenéticos que afectan a las fases salinas primarias, así como a la calidad de afloramiento.

b) Tanto en Unidad Inferior como en la Unidad Intermedia se puede encontrar representación sedimentaria de ciclos menores, relacionados con la estacionalidad climática (alternancia de períodos húmedos y secos).

c) La Unidad Inferior presenta como rasgo principal la existencia de una secuencia sedimentaria tipo (ciclo mayor) que se repite a espacios irregulares en el tiempo, y que es propia de facies de margen lacustre salino. Su interpretación se corresponde con una somerización del sistema lacustre o con una restricción de las facies salinas.

d) La Unidad Intermedia presenta dos excelentes ejemplos de ciclicidad sedimentaria en materiales contemporáneos, aunque en medios deposicionales diferentes. En uno de los casos, el sistema es lacustre somero y la sedimentación es en gran parte química (yesífero/carbonático-magnésica), mientras que en el otro caso, el sistema deposicional es palustre, y la sedimentación es mixta (carbonática/siliciclástica). Las potencias de ambos ciclos son similares, y el término inferior es de mayor potencia que el superior. La interpretación de ambos ciclos es muy similar, representando una paulatina adquisición de condiciones de aridez con restricción de los sistemas palustres-lacustres. Los ciclos sedimentarios de Orera-Ruesca han sido atribuidos por Abdul-Aziz et al. (1998) a ciclos de precesión orbital. Las semejanzas con los ciclos evaporíticos de Mara-Morata, así como con los presentes en tramos de carbonatos diagenéticos, pueden indicarnos la existencia de un mismo control orbital en el registro ciclicidad sedimentaria.

CAPÍTULO 7

CARBONATOS DE ORIGEN DIAGENÉTICO DEL MIOCENO DE LA CUENCA DE CALATAYUD

El término *diagénesis* ha sido definido como “la suma de cambios físicos, inorgánico-químicos, y bioquímicos en un depósito sedimentario después de su deposición inicial, exceptuando el metamorfismo” (Friedman *et al.* 1992). De la misma forma, la *diagénesis mineral* es “la recombinación o reordenamiento de un mineral, que resulta en un nuevo mineral” (Bates y Jackson, 1980). Estos términos son muy amplios, y resulta necesario acotar y precisar el significado de “carbonato diagenético” en este capítulo.

En el capítulo precedente, se ha realizado una descripción de las distintas litofacies carbonáticas presentes en el relleno neógeno de la Cuenca de Calatayud, de la cual fueron excluidos los carbonatos no deposicionales o diagenéticos. En el registro mioceno de la Cuenca de Calatayud existen niveles centimétricos-métricos y cuerpos decamétricos de carbonatos (fundamentalmente calcita LMC) volumétricamente importantes con rasgos de alteración diagenética (básicamente texturales, estructurales, y mineralógicos), que en principio se interpretan como resultantes de la alteración/transformación de fases minerales previas (dolomita, magnesita, y sulfatos cálcicos)

Las transformaciones suponen modificación mineralógica, textural, y estructural, y dan lugar a litosomas peculiares, tanto en su distribución espacial como temporal (estratigráfica). La génesis de fases minerales carbonatado-magnésicas (dolomita-magnesita) en la cuenca puede ser el resultado de transformaciones diagenéticas tempranas. De hecho, todo carbonato formado en condiciones de alta evaporación en ambientes salinos se encuentra, por lo general, expuesto a transformaciones diagenéticas (Decima *et al.*, 1988). Sin embargo, siguiendo los criterios de Last (1990) para la génesis de la dolomita, en el transcurso de esta memoria hemos evitado aplicar a las fases carbonatado-magnésicas el apellido “diagenético”, considerando que las litofacies diagenéticas son aquellas que suponen un marcado cambio composicional asociado a transformaciones evidentes (texturales, volumétricas,...) de los rasgos de la fase precursora.

Aunque, en este capítulo se describen otras transformaciones minerales también diagenéticas, como las dolomitizaciones (calcita-dolomita), o el complejo

reemplazamiento de sulfatos cálcicos por aragonito y subsiguiente transformación polimórfica a calcita, éstas son volumétricamente poco importantes en la cuenca en comparación con los reemplazamientos de dolomita, magnesita y sulfatos cálcicos a calcita, y se tratan de forma individual en otro apartado de este capítulo. Así, reservamos el término de “carbonato diagenético” exclusivamente para niveles y cuerpos de carbonatos reconocibles en campo formados por reemplazamientos de carbonatos deposicionales y sulfatos por litologías calcíticas que supongan cambios texturales evidentes, y que son el producto tanto de fenómenos sinsedimentarios y postsedimentarios, como tardíos, relacionados con la exhumación de la series sedimentarias.

Así, en el presente capítulo se aborda, como principal objetivo, la presencia de litologías calcíticas no deposicionales en asociación directa con materiales evaporíticos de las Unidades Inferior e Intermedia, tanto de sectores centrales como marginales de la cuenca. Los carbonatos diagenéticos constituyen un rasgo esencial en la geología de la cuenca, y probablemente en otras cuencas terciarias ibéricas.

En la región estudiada, los carbonatos diagenéticos se encuentran ampliamente extendidos, son particularmente frecuentes en Unidad Intermedia, donde llegan a formar cuerpos de potencia decamétrica, mientras que en la Unidad Inferior sólo se reconocen como capas de espesor centimétrico. Básicamente, la estructura de los carbonatos diagenéticos es laminada, aunque también se encuentran de forma importante estructuras brechoides e incluso clásticas. Los precursores o materiales soportes identificados son carbonatos deposicionales magnésicos (magnesita y dolomita), o bien sulfatos (anhidrita y yeso). En el reconocimiento de estos carbonatos, ha sido fundamental el estudio en campo de las morfologías, la estructura, las relaciones con niveles infra-suprayacentes, así como un intenso estudio petrográfico de apoyo.

En la literatura científica, existen dos importantes líneas de estudio, de gran interés y aplicación en la interpretación de los carbonatos diagenéticos de la Cuenca de Calatayud, pero que hasta el momento han sido tratadas de forma individualizada: a) reemplazamiento de facies sulfatadas por calcita, generalmente en series antiguas y b) transformaciones mineralógicas dentro de facies carbonáticas en medios para-actuales y secuencias sedimentarias antiguas de afinidad evaporítica.

Sin embargo, son escasos los trabajos que relacionan los citados procesos de reemplazamiento con la estrecha asociación que presentan las litofacies sulfatadas y carbonáticas en el registro sedimentario. De este modo, uno de los principales rasgos de los carbonatos diagenéticos de la cuenca, es el reconocimiento permanente de precursores (carbonatos magnésicos-sulfatos cálcicos), que forman alternancias, a escala milimétrica o centimétrica; en este sentido, la extensión, al menos visible, de facies carbonáticas diagenéticas queda directamente ligada con la propia distribución de sulfatos en la cuenca.

Otro de los aspectos más importantes en el tratamiento de estos carbonatos es el intervalo temporal en que se desarrollan los procesos de reemplazamiento diagenético, que en la Cuenca de Calatayud, es muy amplio, encontrándose desde carbonatos diagenéticos formados en fases sindeposicionales miocenas, hasta los generados en fases recientes y actuales, en relación con procesos hipergénicos.

1. DESCRIPCIÓN DE LAS LITOFACIES DE CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

En este capítulo, la descripción de carbonatos diagenéticos obedece en primer lugar a criterios temporales, realizando una distinción entre carbonatos diagenéticos tempranos e hipergénicos:

A) Los carbonatos diagenéticos tempranos se encuentran relacionados con una génesis sinsedimentaria o muy temprana, y a su vez, la descripción se realiza en función de la distribución geográfica en la cuenca. Su reconocimiento como temprano obedece a su posición estratigráfica, y sus relaciones con materiales infra y suprayacentes. Se han distinguido los siguientes tipos en los cuatro bloques tectónicos de la cuenca:

- 1) Bloque Norte-Armantes
 - 1a) Carbonatos laminados
 - 1b) Carbonatos de cristales sub-romboédricos
- 2) Bloque Sur-Páramo
 - 2a) Carbonatos brechoideos del sector meridional
 - 2b) Carbonatos laminados del sector central-septentrional
- 3) Bloques Sur-Occidental y Sur-Oriental
 - 3a) Carbonatos laminados
 - 3b) Carbonatos granudo-clásticos
- 4) Otros reemplazamientos minerales
 - 4a) Reemplazamiento sulfato-aragonito-calcita
 - 4b) Dolomitizaciones

B) Los carbonatos diagenéticos hipergénicos se relacionan con una génesis tardía, fundamentalmente asociada al encajamiento de la red fluvial actual y los procesos de meteorización. No forman cuerpos diagenéticos continuos, sino que aparecen de forma muy local en la cuenca. Su reconocimiento se ha llevado a cabo en series evaporíticas próximas a las llanuras aluviales de los ríos de la cuenca o en coberteras de alteración meteórica de materiales yesíferos. Se han distinguido dos casos principales:

- 1) Hipergénesis de series sulfatadas.
- 2) Calcitizaciones en series evaporíticas en relación con sistemas de fractura.

1. 1. CARBONATOS DIAGENÉTICOS TEMPRANOS

En este apartado se incluye todo carbonato diagenético de composición calcítica (LMC), cuya génesis puede considerarse "sindeposicional" con la deposición de sus precursores (sulfatos cálcicos, magnesita, y dolomita) o, formados en un momento muy temprano del enterramiento (en los primeros metros), sin que se haya alcanzado un alto grado de litificación.

En el sector estudiado, son abundantes los cuerpos compuestos por carbonatos diagenéticos, preferentemente entre las dos discontinuidades sedimentarias más importantes de toda la cuenca (entre la Unidad Inferior y la Intermedia, y entre la Unidad Intermedia y la Superior), es decir, se encuentran limitados a una posición estratigráfica concreta, entre cuerpos sedimentarios no diagenéticos. La sedimentación en este intervalo se caracteriza por una evolución progresiva desde facies propias de sistemas lacustres salinos hacia facies cada vez más diluidas, resultando finalmente en sistemas lacustres de agua dulce; en relación con esta tendencia, la formación de carbonatos diagenéticos es extensiva en la cuenca hacia el techo de la Unidad Intermedia.

Utilizaremos criterios geográficos, para efectuar una correcta descripción de los carbonatos diagenéticos. Diferenciamos tres sectores geográficos principales en función de la subdivisión en bloques tectónicos que hemos realizado en el capítulo 2, que además se corresponden con sectores que presentan diferencias en la tipología de carbonato diagenético representada (Fig 7.1):

- 1) Carbonatos diagenéticos del Bloque Norte-Armantes.
- 2) Carbonatos diagenéticos del Bloque Sur-Páramo.
- 3) Carbonatos diagenéticos de los bloques Sur-Occidental y Oriental.

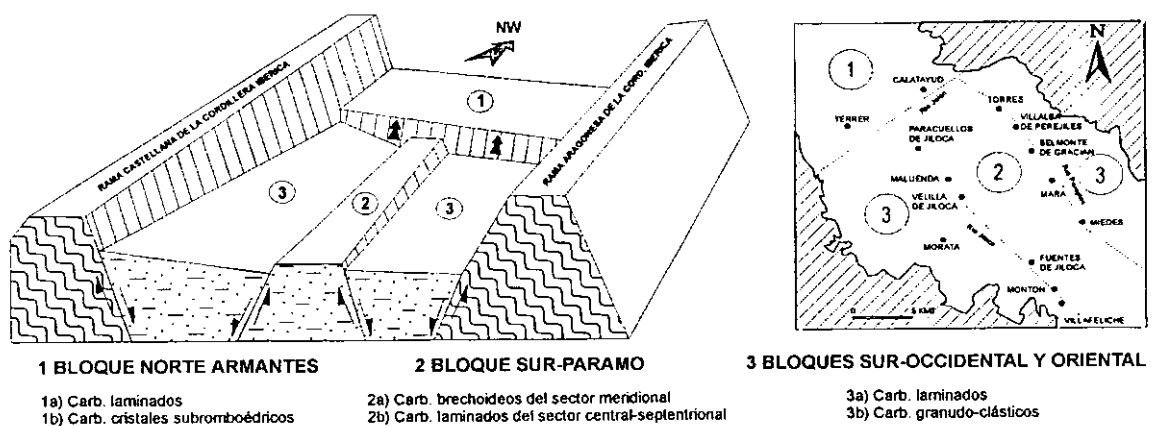
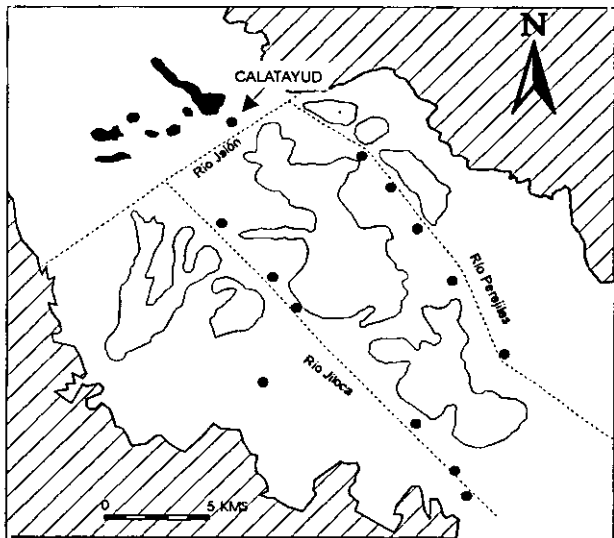


Figura 7.1. Esquema de los sectores de distribución de los carbonatos diagenéticos de génesis temprana de la Cuenca de Calatayud.

1. 1. 1. CARBONATOS DIAGENÉTICOS DEL BLOQUE NORTE-ARMANTES (SIERRA DE ARMANTES)

La extensión de los afloramientos con carbonatos diagenéticos en el Bloque Norte-Armantes es relativamente reducida en comparación con el resto de la cuenca (Fig 7.2).



BLOQUE NORTE ARMANTES

- Carbonatos laminados
- Carbonatos de cristales subromboédricos

Figura 7.2. Distribución geográfica de los carbonatos diagenéticos del Bloque Norte-Armantes.

En las secciones estratigráficas realizadas en la vertiente Sur de la Sierra de Armantes, los carbonatos diagenéticos se encuentran asociados al cambio litológico en la vertical entre yesos postdeposicionales procedentes de anhidrita-glauberita (Subunidad Y_{LN-INF}) y materiales dolomítico-margosos (Subunidad DM_D-INT), y aparecen en niveles concretos limitados a base y techo por otras litologías diferentes en relación con las dos subunidades citadas. En sentido NO, los carbonatos diagenéticos desaparecen paralelamente con la extensión de las facies evaporíticas de las secuencias sedimentarias dando paso a materiales terrígenos con encostramientos dolomíticos (Fig 7.3).

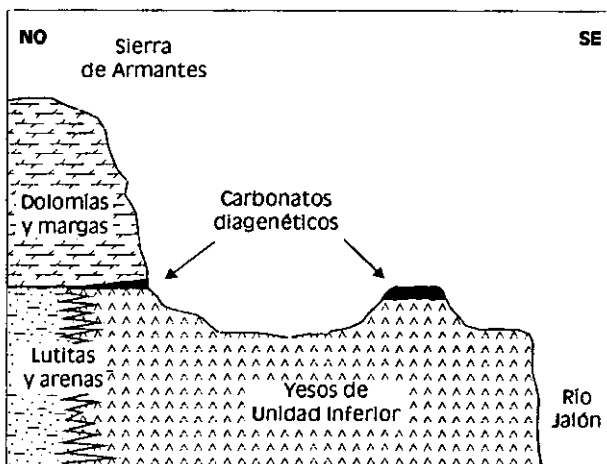


Figura 7.3. Perfil longitudinal esquemático idealizado de afloramientos de los carbonatos diagenéticos del Bloque Norte-Armantes. Sin escala.

Entre los relieves del Sur de la Sierra de Armantes y el valle fluvial del Jalón, los carbonatos diagenéticos forman parte de monteras carbonáticas (unos 5 m de potencia media) que yacen sobre yesos de Unidad Inferior afectados por una superficie paleokárstica, quedando salvaguardados de la erosión como cerros testigo (ver secciones estratigráficas Vct y Fdp), que son morfológicamente similares a las descritas por Pierre y Rouchy (1988) en el Mioceno Medio del Golfo de Suez, o Kirkland y Evans (1976) en la Formación Castile del Pérmico de Texas y Nuevo México (Fig. 7.3).

Morfológicamente, a macroescala, se han distinguido dos tipos fundamentales de carbonato diagenético, que consisten en carbonatos laminados y carbonatos de cristales subrómbicos. Como rasgo básico de ambos tipos de carbonatos, en los análisis realizados mediante Difracción de Rayos X se han encontrado porcentajes mayoritarios de calcita (LMC, 60-98%), con cierta proporción de magnesita, dolomita y filosilicatos (que normalmente no superan de forma individual el 10%). Además, como accesorios, se ha determinado cuarzo y yeso.

Carbonatos laminados

En las secuencias sedimentarias de la falda Sur de la Sierra de Armantes, los niveles de carbonato laminado (< 20 cm de espesor) suelen encontrarse inmediatamente por debajo de materiales terrígenos (areniscas y limos de matriz carbonática) o, limitados a base y techo por margas o arcillas de colores verdes. Además, se encuentran asociados con frecuencia a las monteras de carbonato diagenético de las series evaporíticas de Unidad Inferior, localizadas entre los relieves del Sur de la Sierra de Armantes y el Valle fluvial del Río Jalón (Fig. 7.4).

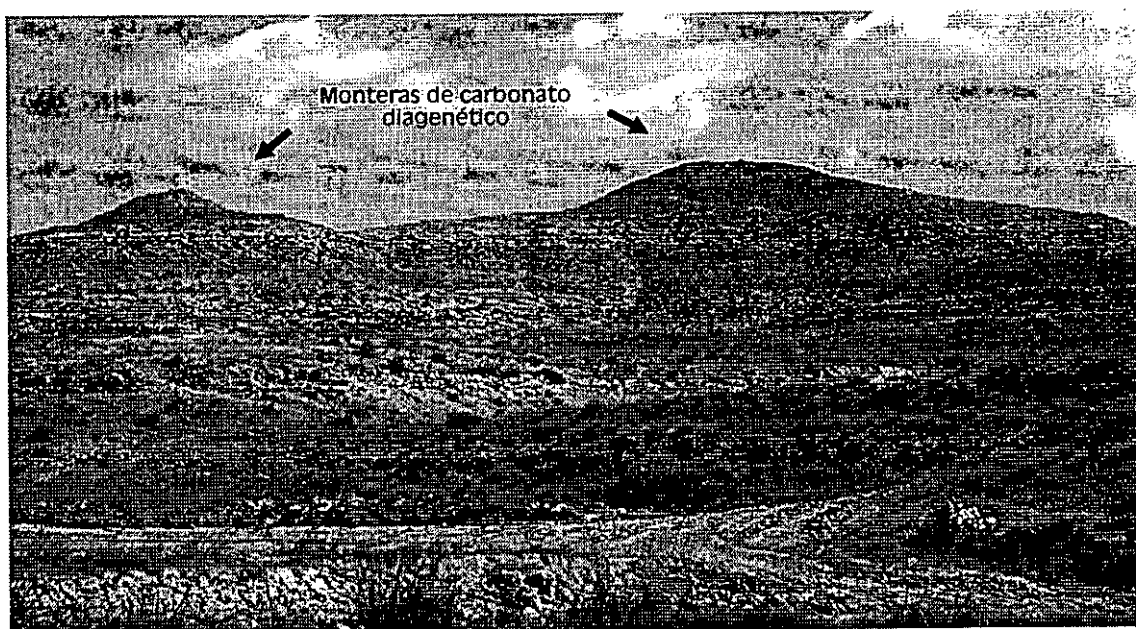


Figura 7.4. Monteras de carbonato diagenético sobre las evaporitas de Unidad Inferior, localizadas entre los relieves del Sur de la Sierra de Armantes y el Valle fluvial del Río Jalón.

Generalmente, constituyen cuerpos tabulares de espesor centimétrico, con abundante porosidad, caracterizados por una fina laminación (Fig. 7.5.), que se asocian con niveles decimétricos siliciclásticos, y carbonatos de cristales sub-romboédricos y texturas *boxwork*. Los niveles de carbonatos laminados presentan colores grises, ocre, y verdes, aunque cada lámina puede presentar tonalidades muy diferentes.



Figura 7.5. Aspecto de campo de los carbonatos diagenéticos laminados.

En ocasiones, las bandas claras presentan alta porosidad con continuidad horizontal, distinguiéndose macrocristales de sección subrómica de calcita de unas $500\ \mu\text{m}$ de longitud con impurezas en su interior. Las bandas microesparíticas se caracterizan por un gran número de impurezas distribuidas de forma homogénea.



Figura 7.6. Alternancia de láminas microesparíticas y pseudoesparíticas-esparíticas con fantasmas de cristales de anhidrita (nicos paralelos; escala = 2mm).

En lámina delgada, se observa una alternancia entre bandas claras pseudoesparíticas-esparíticas y oscuras microesparíticas. Las bandas claras se presentan como mosaicos pseudoesparítico-esparíticos inequigranulares xenotópicos a hipidiotópicos ($200\text{-}250\ \mu\text{m}$) libres de impurezas, en alternancia milimétrica con mosaicos microesparíticos ($25\text{-}50\ \mu\text{m}$) que contienen restos vegetales, óxidos de Fe, y arcillas y limos. En

Normalmente, existe una gradación de tamaños entre los cristales que forman mosaicos microesparíticos y pseudoesparítico-esparíticos, existiendo cristales con tamaños intermedios en el límite entre bandas, que comprenden un sector claro sin impurezas, y otro sector oscuro con abundantes impurezas. Las variaciones en el tamaño cristalino están relacionadas con la mayor o menor presencia de inclusiones en los mosaicos cristalinos. En relación con las bandas pseudoespa-

riticas-esparíticas, se reconocen fantasmas de morfologías relictas de anhidrita, y ocasionalmente de yeso, además de moldes y pseudomorfos cuya observación es más evidente en el contacto entre bandas (Fig. 7.6). Las morfologías de anhidrita

corresponden a secciones cuadrado-rectangulares, con una orientación perpendicular-oblicua respecto del plano de estratificación, mientras que las secciones de yeso son rómbico-lenticulares.

Frecuentemente, se encuentran mosaicos cristalinos inequigranulares hipidiotópicos de calcita, cuyos cristales se caracterizan por morfologías de sección subrómbica elongadas en sección longitudinal, y circulares en sección transversal, con tamaños altamente variables (20 a 100 μm), y que presentan abundantes núcleos anubarrados de naturaleza micrítica. En ocasiones, se han encontrado verdaderas texturas porfiroblásticas, con cristales de sección subrómbica, que llegan a alcanzar las 200 μm de longitud, y que contienen impurezas en su núcleo.

Carbonatos de cristales subromboédricos



Figura 7.7. Aspecto de campo de nivel irregular formado por carbonatos diagenéticos de cristales sub-romboédricos.

Se encuentran espacialmente relacionados con los carbonatos laminados, formando parte de las mismas monteras carbonáticas, o de las series estratigráficas de la vertiente Sur de Armantes, alternando con materiales de naturaleza dolomítica. Estos materiales se diferencian con gran facilidad a escala macroscópica ya que dan lugar a niveles de potencia usualmente menor de 1 m, y morfología muy irregular (Fig 7.7).

Los materiales se caracterizan por su aspecto disgregado, y por su textura granuda que supone la pérdida de posibles estructuras y morfologías deposicionales. Se diferencian por un marcado color ocre-gris, y una gran porosidad. De visu, se distinguen cristales de calcita con morfología de "grano de arroz" (*Rice grains* de Wright y Peeters, 1989) dentro

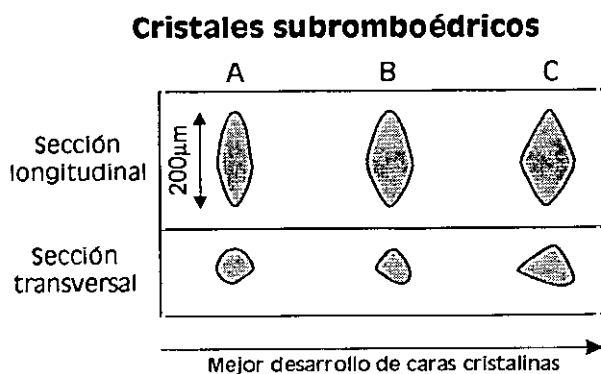


Figura 7.8. Cuadro con las secciones principales (longitudinal-transversal) de las diferentes morfologías de cristales sub-romboédricos.

de una textura muy heterogénea, que forman agregados cristalinos poco densos y cementados, entre los que se disponen arcillas y/o carbonatos. A partir de este momento, denominaremos a estas morfologías de "grano de arroz" como "cristales subromboédricos", de forma que este término comprende un amplio rango de morfologías similares, generalmente con aristas subredondeadas, pero que no excluye morfologías más idiomórfas

(Fig. 7.8). Resulta muy frecuente encontrar porcentajes subordinados (< 15%) de magnesita, dolomita y/o filosilicatos frente a una composición mayoritariamente calcítica (LMC). No se observan morfologías de pseudomorfos o moldes de evaporitas.

En asociación con los niveles de carbonatos de cristales sub-romboédricos y con niveles siliciclásticos dentro de las citadas monteras carbonáticas, se han localizado carbonatos de estructura *boxwork* en niveles menores de 30-40 cm de potencia, que se caracterizan por un marcado color ocre y un aspecto heterogéneo, muy poroso, con posibles moldes de macrolentículas de yeso.

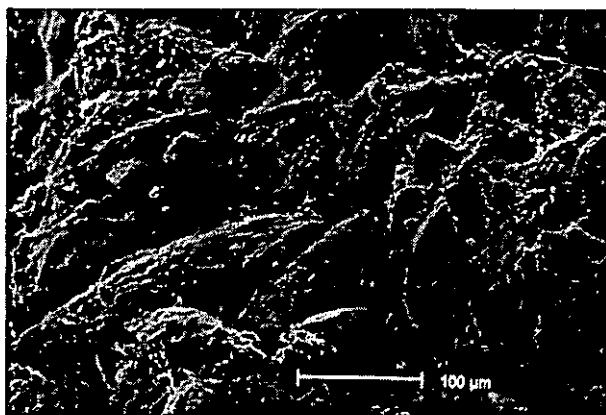


Figura 7.9. Aspecto al MEB de morfologías de los cristales sub-romboédricos en una matriz arcillosa.

En lámina delgada, se reconoce una gran variabilidad de texturas en los carbonatos de cristales sub-romboédricos y de estructura *boxwork*, con un elemento común, como son los agregados cristalinos de morfologías sub-romboédricas-grano de arroz, que pueden aparecer granosoportados o, por el contrario, encontrarse en una matriz de naturaleza arcillosa. Así, se observan agregados de mesocristales sub-romboédricos de calcita con una longitud aproximada de 200 μm . Estos agregados aparecen en materiales muy porosos, con una matriz arcillosa rica en materia orgánica (Fig. 7.9). Los cristales carecen de un patrón de distribución u orientación, distinguiéndose morfologías circulares en secciones transversas (Fig. 7.10). Uno de los rasgos principales de estos cristales es la presencia de impurezas, observándose, según las muestras y la sección, cristales zonados, o bien con impurezas dispuestas en posición marginal-lateral dentro del cristal. En gran parte de las muestras estudiadas se han observado cristales idiomorfos de cuarzo con abundantes inclusiones de anhídrita.



Figura 7.10. Cristales sub-romboédricos con secciones principales longitudinales y transversales (nícoles paralelos; escala = 400 μm).

En determinados casos, dentro de mosaicos hipidiotópicos inequigranulares con óxidos de Fe, se han reconocido cristales de morfología elongadas-ovales con gran cantidad de inclusiones repartidos de forma homogénea, entre los que sobresalen

algunos cristales porfirotópicos de mayor talla ($300\ \mu\text{m}$), que presentan núcleos anubarrados y una difusa estructura radial fibrosa (Fig. 7.11). En ocasiones, se aprecian monocristales de morfología sub-romboédrica con texturas muy particulares, que pueden formar agregados policristalinos. La longitud máxima de los cristales alcanza las $500\ \mu\text{m}$ y las secciones circulares llegan a tener unas $200\ \mu\text{m}$ de diámetro. La estructura de los monocristales está muy relacionada con las impurezas intracristalinas; así, se define una aureola externa limpia alrededor de una franja de impurezas muy estrecha paralela a los contornos cristalinos, que deja de nuevo un núcleo limpio y sin impurezas (Fig 7.12).

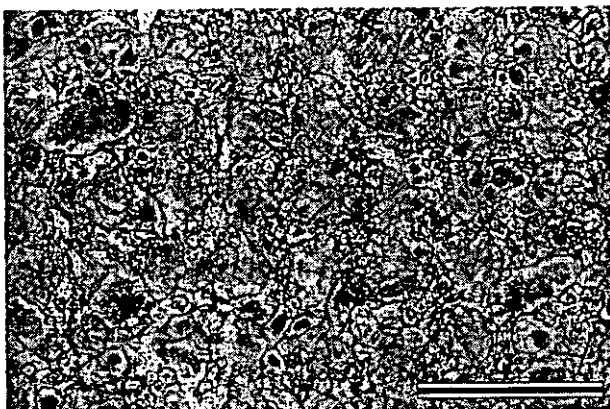
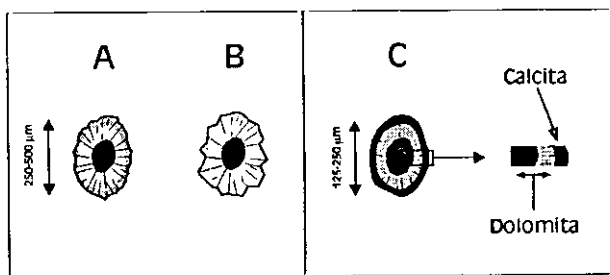


Figura 7.11. Agregado de cristales de morfología sub-romboédrica con abundantes inclusiones y cristales porfirotópicos de mayor talla con núcleos anubarrados y estructura radial difusa (níc. paralelos; escala = $400\mu\text{m}$).



Figura 7.12. Monocristales de morfología sub-romboédrica con una franja interna definida por impurezas (nícoles paralelos; escala = $400\mu\text{m}$).



monocristales de morfología sub-romboédrica con texturas muy particulares, que pueden formar agregados policristalinos. La longitud máxima de los cristales alcanza las $500\ \mu\text{m}$ y las secciones circulares llegan a tener unas $200\ \mu\text{m}$ de diámetro. La estructura de los monocristales está muy relacionada con las impurezas intracristalinas; así, se define una aureola externa limpia alrededor de una franja de impurezas muy estrecha paralela a los contornos cristalinos, que deja de nuevo un núcleo limpio y sin impurezas (Fig 7.12).

En menor grado, existen otros agregados cristalinos, cuyas morfologías individuales difieren de las anteriormente descritas, reconociéndose formas anhedrales con estructuración fibroso-radiada, que se encuentran desarrolladas en una matriz arcillosa carbonatado magnésica (Fig 7.13). En gran parte de los cristales se encuentran impurezas. En ningún caso se han observado mosaicos formados por estos cristales, sino agregados policristalinos, a veces densos con gran variabilidad en el tamaño cristalino ($250\text{-}500\ \mu\text{m}$), o como cristales aislados.

Figura 7.13. Cristales de morfologías subcirculares-anhedrales con estructuración fibroso-radiada asociados al grupo de carbonatos de cristales sub-romboédricos.

Se trata de monocristales calcíticos pseudoesferulíticos con morfologías elongadas, contornos muy irregulares, subredondeados, a veces en forma de lazo con estructura fibroso-radial que irradia desde un núcleo enfatizado con impurezas (Fig 7.13a y Fig. 7.14). Estos individuos cristalinos se caracterizan por una extinción óptica ondulante. También, se diferencian rosetas de cristales de calcita compuestas por 7 u 8 individuos, que, a su vez, poseen una estriación fibrosa según el eje largo de los cristales (Fig 7.13b y 7.15). Se ha detectado, en algunos casos el crecimiento desplazativo de estos cristales en una matriz arcillosa.

En algunas muestras, que presentan igualmente texturas terrosas enriquecidas en arcillas y dolomita, aunque dominadas por la presencia de cristales sub-romboédricos, se han podido

observar ciertas morfologías cristalinas que corresponden a estadios evolutivos iniciales en el desarrollo de cristales pseudoesferulíticos de estructura radial, como los descritos con anterioridad. De esta forma, en lámina delgada se han reconocido morfologías cristalinas de secciones subcirculares (125-250 μm) con contornos muy irregulares y serrados. Los individuos cristalinos presentan alto contenido de impurezas distribuidas de forma heterogénea. Dentro de cada cristal, se distingue un halo externo formado por calcita con abundantes impurezas, y un sector interno dolomicrítico, que es más denso y homogéneo hacia el núcleo del cristal (Fig 7.13c y 7.16). En la gran mayoría de los casos, se puede

diferenciar la existencia difusa de diferentes dominios de extinción con cristales pseudoesparíticos que engloban dolomicrita. La observación de estos cristales en MEB,

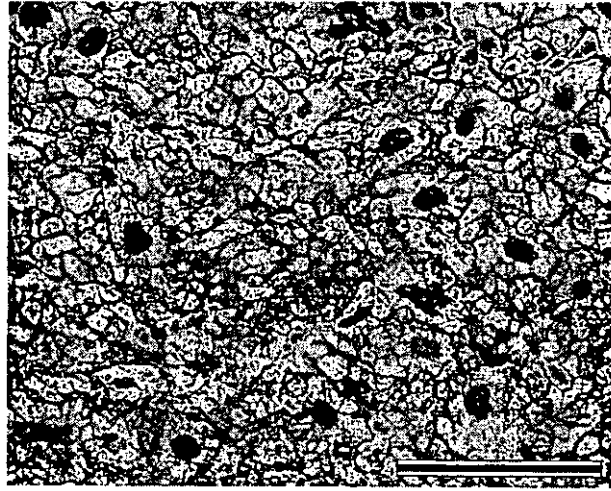


Figura 7.14. Monocristales calcíticos pseudoesferulíticos con estructura fibroso-radial y núcleo enfatizado con impurezas (nícoles paralelos escala = 1mm).

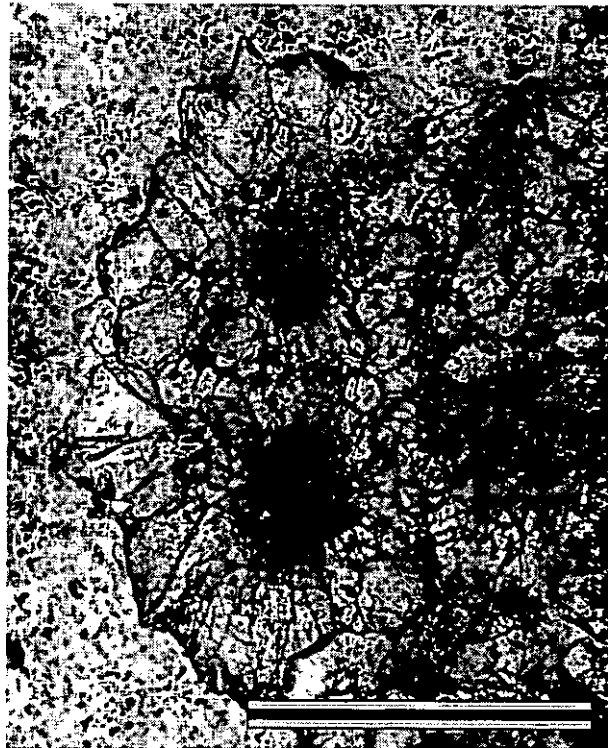


Figura 7.15. Rosetas de cristales de calcita con estriación fibrosa (nícoles paralelos; escala = 400 μm).

con un detector de electrones retrodispersados, ha permitido igualmente la clara distinción entre dos dominios cristalinos, discriminados en función de su contenido en Mg, atribuyéndose los sectores periféricos a calcita y los internos a dolomita (Fig 7.17).



Figura 7.16. Cristales con halo externo calcítico y sector interno dolomítico (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

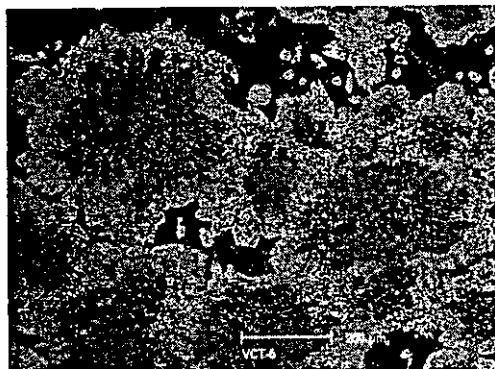
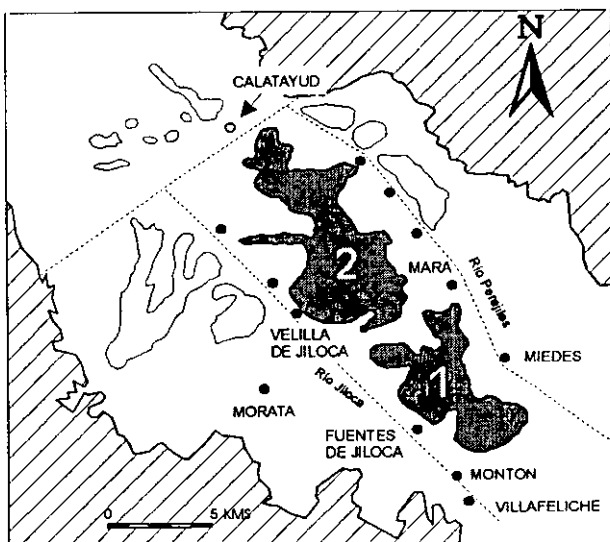


Figura 7.17. Microfotografía de los cristales en MEB, con un detector de electrones retrodispersados.

1. 1. 2. CARBONATOS DIAGENÉTICOS DEL BLOQUE SUR-PÁRAMO

Los carbonatos diagenéticos del Bloque Sur-Páramo se extienden desde una transversal trazada entre las localidades de Montón y Miedes, hacia el NO de la cuenca, extendiéndose de forma irregular hasta el Valle del Río Jalón (Fig. 7.18).



BLOQUE SUR-PARAMO

- 1- Carb. brechoideos del sector meridional
- 2- Carb. laminados del sector central-septentrional

Figura 7.18. Distribución geográfica de los carbonatos diagenéticos del Bloque Sur-Páramo.

En un perfil de dirección NO-SE, los carbonatos diagenéticos definen una morfología de curva de distribución asimétrica invertida, con los mayores potencias en el sector central-meridional, alcanzando hasta 55-60 m en la transversal entre las

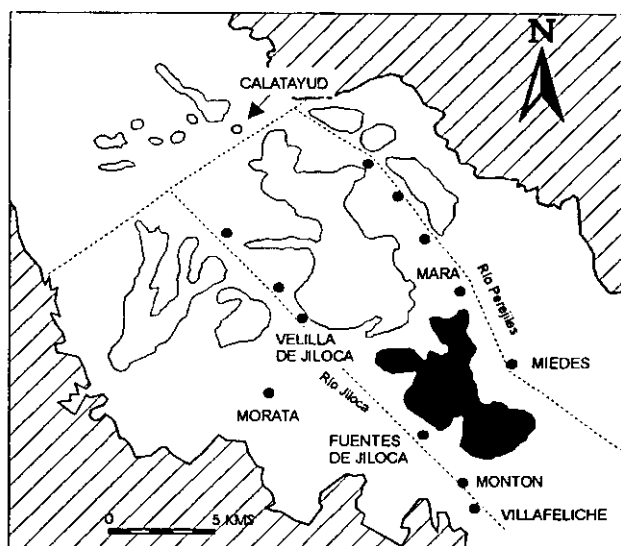
localidades de Mara-Morata, mientras que las menores potencias se encuentran en la cercanía de las localidades de Villalba de Perejiles y Torres.

En el Bloque Sur-Páramo se localizan los mayores espesores de carbonatos diagenéticos de la Cuenca de Calatayud, limitados a base y techo por discontinuidades sedimentarias. Si bien, también pueden encontrarse carbonatos diagenéticos similares en los bloques Sur-Occidental y Oriental, la existencia de buenos afloramientos en el Bloque Sur-Páramo permite establecer las relaciones estratigráficas con otras unidades sedimentarias. Los carbonatos diagenéticos del Bloque Sur-Páramo se caracterizan en gran parte por una homogeneidad textural, consistiendo básicamente en materiales calcíticos con un bandeado o fina laminación, donde se observan fantasmas, pseudomorfos, o moldes de cristales de yeso. Estos materiales se encuentran frecuentemente afectados por *slump* y fracturación, tanto a micro, como macroescala.

En el sector meridional del Bloque Sur-Páramo, las estructuras y texturas son algo más complejas, presentándose estructuras de disolución y colapso intraestratal que originan cuerpos de brechas masivos, acomodaciones, karstificaciones, rellenos arcillosos, formación de cortezas espeleotémicas, etc... Por esta razón, en la descripción, diferenciamos un sector meridional con presencia de carbonatos de estructura brechoidea, y un sector central-septentrional con carbonatos de estructura laminada-bandeada.

Carbonatos brechoideos del sector meridional.

Estos materiales se localizan aproximadamente desde una transversal trazada entre las localidades de Morata de Jiloca-Mara, hacia el SE, donde desaparecen a la altura de otra transversal trazada entre Montón-Miedes (Fig 7.19). Se encuentran incluidos en la Subunidad CB_{py}-INT, y los estudios sedimentológicos se han llevado a



BLOQUE SUR-PARAMO
Carb. brechoideos del sector meridional

Figura 7.19. Distribución geográfica de los carbonatos brechoideos del sector meridional del Bloque Sur-Páramo.

cabo en las secciones Mar-3, Mar-4, Vic, Mor y Fte. Los materiales presentan una estructura general brechoide por colapso de intervalos o tramos con carbonatos diagenéticos. Dentro de la Subunidad CB_{py}-INT, hasta su desaparición hacia el SE, los cuerpos de carbonatos brechoides están limitados a base y techo, de forma transicional, por calizas con gasterópodos de la Subunidad C_B-INT.

Por el contrario, desde la transversal de cuenca Morata-Mara, donde se presentan los mayores espesores de carbonatos diagenéticos de la cuenca, hacia el NO, la estructura brechoidea se pierde progresivamente a techo de los carbonatos diagenéticos de estructura laminada (Subunidad C_{LD}-INT). En este mismo sentido NO, se reduce

rápidamente el espesor global de carbonatos diagenéticos, y solamente se reconocen estructuras bandeadas-laminadas (Fig. 7.20).

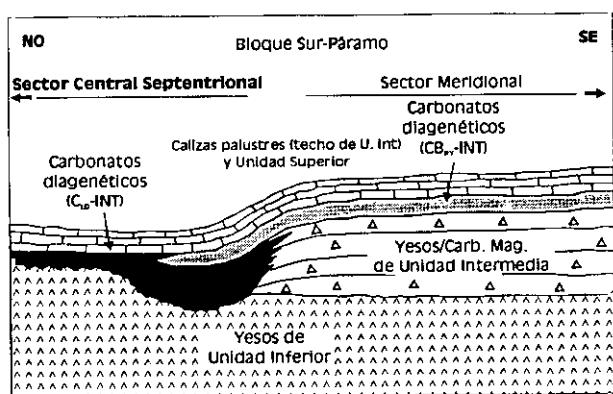


Figura 7.20. Perfil longitudinal esquemático del Bloque Sur-Páramo con localización de los carbonatos brechoideos del sector meridional.



Figura 7.21. Detalle de fina corteza espeleotémica adyacente al techo de un nivel calizo.

En los sectores que muestran buenos afloramientos de los carbonatos brechoideos, esto es, en secciones estratigráficas no afectadas por procesos de colapso, estos materiales, incluidos en la Subunidad (CB_{py}-INT), constituyen un importante resalte morfológico neto debido al diferente grado de cristalización, composición y estructura respecto de los materiales infrayacentes (Subunidad M_D-INT). Los carbonatos brechoideos, dentro de la Subunidad (CB_{py}-INT), se disponen ocupando tramos centrales, estando limitados a base y techo por materiales de estructura masiva (Lámina I).

En general, los cuerpos brechoideos quedan definidos por tramos compuestos por niveles irregulares con morfologías nodulares, alabeadas, con acomodaciones y rellenos arcillosos (Lámina

I). En muchos casos, es posible encontrar rasgos de reconstrucción kárstica, como cortezas espeleotémicas adyacentes al techo y base de niveles que actuaron como conductos o cavidades kársticas (Fig. 7.21). Los rellenos arcillosos constituyen una

constante en gran parte de estos tramos, así como los moldes y pseudomorfos de evaporitas (Fig. 7.22).

- En las secciones *Mar-4* y *Mor*, muy próximas entre sí, los carbonatos diagenéticos quedan concentrados dentro de la Subunidad CB_{PY-INT} , que en este sector alcanza una potencia cercana a los 25 m (Lámina I). La citada subunidad produce un importante resalte morfológico, que marca el paso vertical entre la Subunidad M_D-INT a la Subunidad CB_{PY-INT} . Así, desde unos materiales tabulares dolomíticos con moldes de yeso lenticular laminado se pasa hacia techo a materiales calizos bioturbados de mayor potencia (1 metro), con silicificación, que alternan con dolomías que contienen todavía pseudomorfos de yeso lenticular dispersos (Subunidad M_D-INT). De forma neta, los materiales masivos dolomíticos pasan a aproximadamente 3 m de materiales recristalizados calcíticos con abundantes moldes y pseudomorfos de macrolentículas de yeso, de hasta 15 cm de longitud, que confieren una característica estructura tipo enrejado o *boxwork* (Subunidad CB_{PY-INT}), que dan paso a calizas cristalinas masivas de color grisáceo-ocre entre las que se intercalan niveles brechoideos estra-tiformes e irregulares con evidentes rasgos kársticos (Fig. 7.23).



Figura 7.22. Moldes de macrolentículas de yeso.

En relación con las tendencias, en la vertical, pueden diferenciarse en estos 25 m dos tramos de calizas bioturbadas con gasterópodos, y otros dos con afinidad evaporítica, con yeso lenticular laminado y grandes cristales lenticulares (pseudomorfizados o disueltos), cuya disolución da lugar a la génesis de cuerpos brechoideos. Las brechas calcáreas son heterométricas y frecuentemente clastosostenidas (Lámina I). Los componentes de la brecha no suelen superar los 40 cm de longitud, y se componen de



Figura 7.23. Detalle del tránsito entre la Subunidad M_D-INT y la Subunidad CB_{PY-INT} . A la base, se observa un tramo basal calizo con abundantes moldes y pseudomorfos de macrolentículas de yeso.

calizas recristalizadas homogéneas con moldes y pseudomorfos de cristales de yeso o de calizas recristalizadas de color gris claro con vestigios de gasterópodos. En ocasiones, se observan cementaciones incipientes de las brechas (Fig. 7.24), si bien, a veces, forman

tramos donde los componentes de las brechas se mezclan con niveles arcillosos, cuyo origen puede ser diverso, deposicional, como residuo insoluble, o como relleno. De la misma forma que existen niveles karstificados, muy oque-rosos, tapizados a base y techo

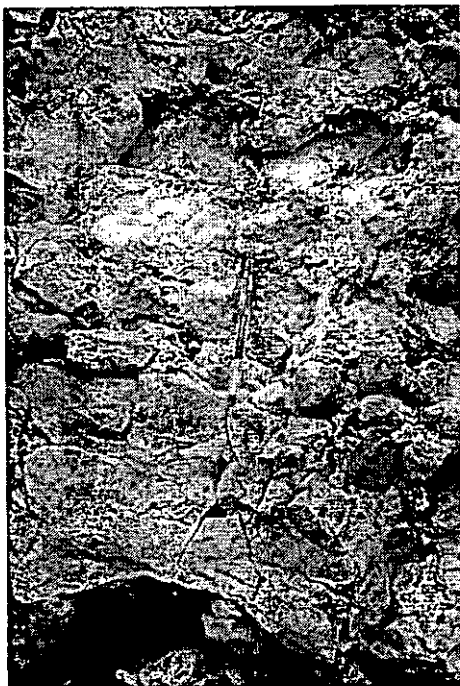


Figura 7.24. Brecha parcialmente cementada de calizas recristalizadas homogéneas con moldes y pseudomorfos de cristales de yeso.

por cortezas espeleotémicas o fibrosas de crecimiento a favor de una cavidad, se reconocen cortezas pseudoespeleotémicas (ver Cañaveras, 1994), (Fig. 7.25) que se desarrollan como un fino tapiz alrededor de nódulos en encajante lutítico, o revistiendo niveles continuos. Entre los diferentes niveles de brechas y acomodaciones se localizan niveles calizos con bioturbaciones, gasterópodos y alta recristalización que guardan la estratificación del conjunto. Sobre cada tramo brechoide se encuentran tábulas calizas (de hasta 10 cm de potencia) con abundantes pseudomorfos de lenticulas de yeso y restos vegetales flotados que forman niveles de 20-30 cm alternantes con margas.



Figura 7.25. Nódulos calcáreos en encajante lutítico con un fino tapiz (corteza pseudoespeleotémica).

En Fuentes de Jiloca, y en concreto en la sección Fte (Fig. 7.26), el resalte morfológico no coincide exactamente con el límite entre las subunidades Y_{MB} -INT y CB_{PY} -INT, ya que existe un tramo intercalado de la C_B -INT con una potencia de 11,8 m consistente en calizas bioclásticas pulverulentas, blancas y bioturbadas. La Subunidad CB_{PY} -INT posee una potencia de unos 42 m. El resalte comienza con un tramo complejo de 12,1 m que consta de niveles tabulares calizos de unos 25 cm, que hacia techo se tornan más sinuosos, presentan color blanco e incluyen

terrígenos y silicificaciones, rasgos de karstificación, recristalización parcial, con niveles bioclásticos y/o bioturbados. Sobre este tramo, existen 26,7 m de materiales con estructura brechoidea, formados a base por niveles muy sinuosos recristalizados aunque muy karstificados, de unos 30 cm de potencia separados por finas intercalaciones de margas verdes, grises, y negras, que lateralmente pueden llegar a acuñarse. Los procesos de silicificación son abundantes, aunque se limitan a

finos niveles de espesor centimétrico. También se encuentran materiales carbonáticos brechoideos con recristalización agradante, rellenos arcillosos, y una orientación columnar por bioturbación. Los tramos de techo están formados por niveles recristalizados de 0,5 m de color blanco con morfologías altamente sinuosas, que pueden ser tabulares o presentarse en forma de cuña, y que sufren acomodaciones debido a la karstificación de los materiales infrayacentes. En diferentes muestras tomadas a lo largo de este tramo se han reconocido mediante análisis por Difracción de Rayos X pequeños porcentajes de dolomita. Finalmente, a techo se encuentra un tramo de 3,40 m con calizas nodulosas.



Figura 7.26. Resalte morfológico de las subunidades C_B -INT y CB_{PY} -INT (tramos brechoideos en parte central) sobre la Y_{MB} -INT.

- En el valle del Río Perejiles, los mejores afloramientos para el estudio de los carbonatos diagenéticos de la Subunidad CB_{PY} -INT se sitúan en los alrededores de Mara, en concreto en el lugar de ubicación de la sección Mar-3. La referida Subunidad posee aquí una potencia total de 40,2 m. Los primeros 10,6 m se componen de calizas recristalizadas compuestas de niveles karstificados de morfología irregular y potencia entre 15-20 cm, que poseen brechificación, y localmente huellas de raíces. Los 5,7 m siguientes se caracterizan por niveles dolomíticos parcialmente dedolomitizados compuestos por niveles tabulares ricos en pseudomorfos de meso-macrolentículas de yeso que se intercalan con finos niveles arcillosos con restos vegetales flotados. Tras este tramo se encuentran 3,4 m de niveles muy brechificados, bioturbados y con gasterópodos. A partir de este último tramo, comienzan niveles muy brechoideos, de forma muy similar a los afloramientos en el valle del Jiloca, con un espesor total de 14.9 m. Dentro de este tramo se reconocen niveles carbonáticos alabeados y fragmentados con acomodaciones, que se encuentran intercalados con arcillas-margas de color verde-ocre. Se observan en ellos abundantes texturas de dedolomitización a nivel microscópico, (como se estudiará en el siguiente apartado) nódulos con crecimientos de cortezas radiales intraestratales, así como cortezas espeleotémicas y rellenos arcillosos. En gran parte de los niveles se reconocen pseudomorfos de meso-macrolentículas de yeso, en muchos casos dispuestos

con orientación vertical. Finalmente, los últimos 4,3 m consisten en calizas con gasterópodos.

- La adyacente serie estratigráfica Vic presenta una potencia de unos 44,9 m para la Subunidad CB_{py}-INT, dentro de la cual, los primeros 16 m se componen de niveles calizos masivos, recrystalizados, en algunos casos brechificados, alabeados o con rasgos de bioturbación. El cuerpo mayor de niveles brechoideos, de características similares a los de la serie Mar-3, tiene una potencia de 23,25 m. A techo, se sitúan 5,4 m de calizas con gasterópodos.

- En conclusión, los tramos con presencia de rasgos de brechificación y colapso se encuentran asociados con la presencia de niveles con abundantes procesos de disolución y pseudomorfización de meso-macrolentículas de yeso. Los tramos brechoideos quedan confinados hacia el SE de la cuenca entre tramos de calizas con gasterópodos y bioturbadas, mientras que hacia el NO de cuenca, los niveles brechoideos pasan lateralmente a niveles de calcita diagenética laminada, a la vez que hacia la base de este tramo ya no existen evidencias de calizas con gasterópodos.

TEXTURAS DE REEMPLAZAMIENTO EN LOS TRAMOS DE CARBONATOS BRECHOIDEOS

Dentro de los carbonatos brechoideos, son numerosas las evidencias de procesos de dedolomitización. A escala macroscópica, gran parte de los niveles que comprenden los citados tramos muestran procesos de pseudomorfosis de yesos lenticulares, recrystalización o reemplazamiento de dolomicrita de color blanco-gris por calcita, mientras que a escala microscópica, se reconoce una gran diversidad textural (mosaicos esferulíticos, empalizadas fibrosas, o calcitas suturadas con fantasmas y pseudomorfos de lentículas de yeso), que se relacionan con procesos de calcitización. Estos muestran en la vertical de los tramos brechoideos una irregularidad en el grado de reemplazamiento, hecho atestiguado mediante observación en lámina delgada; los análisis realizados por DRX muestran composiciones mayoritariamente calcíticas, con pequeños porcentajes de dolomita.

Texturas similares relacionadas con procesos de dedolomitización han sido descritas recientemente en el Thanetiense de la Cuenca de Áger (Rossi, 1993) o en el Vallesiense de la Cuenca de Madrid (Cañaveras *et al.*, 1996b), con el que existen una serie de convergencias de carácter morfológico, estructural y textural. Así, las principales texturas reconocidas son:

a) Calcitas fibrosas

Las calcitas fibrosas están constituidas por mosaicos meso-macrocrystalinos compuestos por cristales de morfología anhedral-subehedral que se caracterizan por una estructura interna dendrítica y/o fibroso-radiada. En términos generales, se puede hacer una diferenciación en dos grupos básicos: (1) mosaicos de cristales fibrosos (PFC,

de Rossi y Cañaveras, 1998), cuando las fibras irradian desde el centro de cristales individuales subesféricos, y (2) empalizadas fibrosas, cuando los cristales son elongados y las fibras divergen desde una de las caras del cristal.

Típicamente, los mosaicos de cristales fibrosos o las empalizadas fibrosas se definen por un marcado pseudopleocroismo, lo cual es indicativo de calcitas con elongación positiva (*length-slow*). Cañaveras (1994) observó una gradación morfológica y de talla en la distribución de los diferentes subtipos texturales en materiales similares de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. Las empalizadas de cristales fibrosos solían localizarse hacia los límites de niveles dedolomitizados, con un aumento del tamaño cristalino y abundancia de cristales arborescentes, cónicos o en V hacia los bordes de nivel y hacia las empalizadas fibrosas (Fig 7.27).

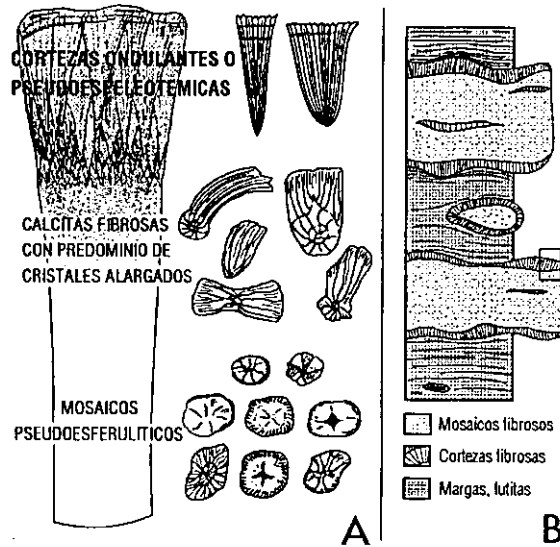


Figura 7.27. Gradación morfológica y de talla en la distribución de los diferentes subtipos texturales de cristales fibrosos hacia la parte externa de los niveles calcáreos (En Cañaveras, 1994)

a-1) Mosaicos de cristales fibrosos (PFC).

Los mosaicos de cristales fibrosos, se componen por lo general de cristales heterométricos de morfologías anhedrales esferoidales (con secciones de cristales pseudoesferulíticos o PFC; Rossi y Cañaveras, 1998) a elipsoidales-cónicos que se caracterizan por una estructura interna fibroso paralela y/o fibroso radiada, que en muchos casos es difusa, observándose tan sólo zonalmente dentro de los cristales. Se presentan formando parte de niveles centimétricos de morfología tabular o niveles irregulares de mayor potencia con pseudomorfos de yeso e intercalados con margas y arcillas blancas-ocres. La litología de los niveles en que aparecen es calcítica, a menudo con relictos de una dolomicrita de color blanquecino-gris, que también se refleja en los resultados de los análisis de DRX.

- En la sección *Fte* se han reconocido estos mosaicos asociados a niveles muy irregulares y karstificados de unos 30 cm de potencia que se presentan alabeados en la serie, y separados por finos niveles de margas grises y verdes. Son niveles recrystalizados,

con pseudomorfos de lenticulas de yeso que muestran evidencias de un material dolomicrítico relicto.

En lámina delgada se aprecian texturas formadas por un mosaico microsparítico con pseudomorfos de lenticulas de yeso definidos por un *rim* micrítico, o mosaicos pseudoesparíticos que engloban silicificaciones y relictos micríticos. Zonalmente, se

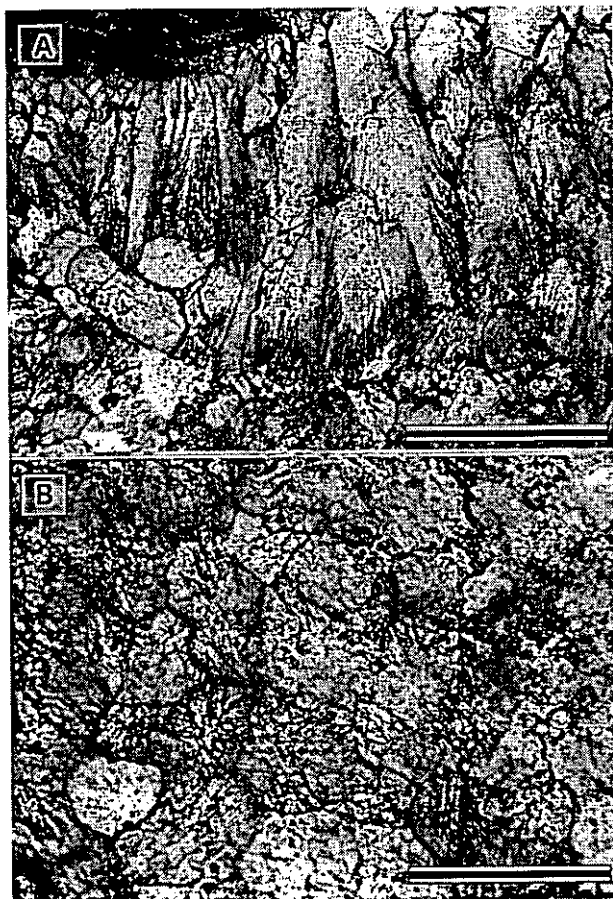


Figura 7.28. Cristales fibrosos. A) morfologías elipsoidales o arborescentes. B) morfologías circulares o pseudorrómbicas con estructura interna fibroso-radiada (nícoles paralelos; escala = 400 μ m).

presentan gradaciones de las texturas citadas a un mosaico inequigranular hipiodiotópico denso, compuesto por cristales pseudoesferulíticos, con alto contenido en inclusiones, y caracterizados por un color ocre-amarillento con pseudopleocroismo. Las morfologías cristalinas son elongadas, en forma elipsoidal o arborescente, y sus tamaños máximos son de 400 a 500 μ m (Fig. 7.28). Sin embargo, también pueden apreciarse diferentes secciones transversales de estos cristales que se corresponden con morfologías circulares o pseudorrómbicas con estructura interna fibroso-radiada a partir de un punto central (Fig 7.28b). Los bordes cristalinos son generalmente sinuosos, en ocasiones presentando contactos cóncavo-convexos entre diferentes cristales. Son monocristales con extinción recta caracterizados por una estriación fibroso-prismática longitudinal, que aparentan quedar compuestos por distintos subcristales prismáticos.

- En la sección Vic, se han encontrado texturas muy similares prácticamente formadas por completo por mosaicos de cristales fibrosos que se desarrollan sobre niveles carbonáticos de 5-20 cm, los cuales quedan separados por finas intercalaciones de margas blancas y, que se derivan del reemplazamiento de dolomicrita de color blanco.

En lámina delgada pueden apreciarse mosaicos de cristales fibrosos cuyas morfologías cristalinas se asimilan a penachos frecuentemente elongados, que suelen disponerse de forma centrípeta y perpendicular alrededor de poros, o encontrarse

pseudomorfizando moldes de lentículas de yeso. Hacia el centro de los poros se observan morfologías cristalinas de tendencia más redondeada, aunque anhedrales de bordes irregulares (Fig. 7.29). Localmente, se han reconocido texturas de reemplazamiento total con fantasmas de morfologías de yeso lenticular en las que existe una gradación entre los mosaicos de cristales fibrosos con impurezas (a veces en transición con calcitas suturadas) y los mosaicos pseudoesparíticos sin impurezas, propios de áreas dominadas por los antiguos contornos cristalinos del yeso (Fig. 7.30). Los cristales presentan diámetros máximos de unas $625\ \mu\text{m}$, encontrándose formados por subcristales ($200\text{-}400\ \mu\text{m}$) de morfologías similares y extinciones muy próximas, definiendo texturas de conos encajados. Los subcristales poseen un estriado paralelo al eje mayor de crecimiento, y las terminaciones cristalinas tienen morfologías irregulares y alabeadas. Las estriaciones cristalinas pueden mantener un cierto paralelismo, o diverger desde un punto central proporcionando morfologías en abanico. Zonalmente, poseen abundantes impurezas incluidas en el crecimiento cristalino, así como óxidos de Fe en posiciones intercristalinas.

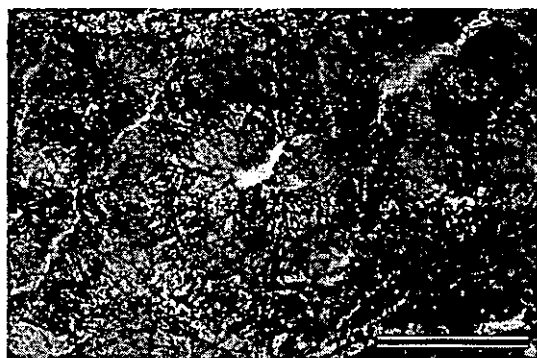


Figura 7.29. Mosaicos de cristales fibrosos de morfologías elongadas dispuestos de forma centrípeta y perpendicular alrededor de poros (nócles paralelos; escala = 1 mm).



Figura 7.30. Texturas de reemplazamiento con fantasmas de yeso lenticular, con gradación entre mosaicos de cristales fibrosos y pseudo-esparíticos (nócles paralelos; escala = 1 mm).

- En la sección *Mar-3*, se localizan niveles tabulares de pocos cm de espesor compuestos íntegramente por calcita que guardan una fina laminación entre un material micrítico y pseudomorfos de yeso lenticular.

En lámina delgada, se visualizan texturas bandeadas pseudoesparíticas-esparíticas/microesparíticas; las bandas microesparíticas ($40\text{-}50\ \mu\text{m}$ de tamaño cristalino) guardan los relictos de una textura micrítica previa, mientras que las pseudoesparíticas-esparíticas carecen de impurezas y están formadas por un mosaico xenotópico inequigranular que pseudomorfiza morfologías lenticulares, prismáticas y hexagonales de cristales de yeso, reconociéndose dentro de este mosaico finas bandas íntegramente formadas por calcita fibrosa. Se distingue un mosaico formado por cristales fibrosos de secciones elongadas ($250\ \mu\text{m}$) y redondeadas ($150\ \mu\text{m}$), con pseudopleocroismo y con núcleo anubarrado que presentan una patrón fibroso-radiado muy difuso. El mosaico de

cristales fibrosos grada perfectamente con la pseudoesparita-esparita, que posee un menor número de inclusiones (tabiques micríticos relictos existentes entre pseudomorfos de cristales de yeso lenticular).

a-2) Empalizadas fibrosas

Se trata de empalizadas meso-macrocrystalinas, formadas tanto por cristales fibrosos como fibroso-radiales que se ubican hacia los bordes de niveles de calcitas fibroso-radiales formando cortezas, aunque también se sitúan en ocasiones dentro de los niveles.

Las empalizadas que se han observado en el interior de cuerpos de calcitas fibroso-radiales poseen escala microscópica y pueden ser de dos subtipos diferentes:

a-2.1) Empalizadas simples.

En la sección *Vel-2*, se localizan niveles tabulares de unos 3-4 cm que, a nivel microscópico, presentan una alternancia (bandas de 1,5 mm de espesor) entre calcitas fibrosas y mosaicos pseudoesparíticos-esparíticos con pseudomorfos de cristales de yeso lenticular. Las calcitas fibrosas se organizan formando empalizadas compuestas por cristales fibrosos de sección subcircular o agregados de cristales con morfologías de abanico o penacho, que poseen una longitud media próxima a las 625 μm . Los diferentes



Figura 7.31. Empalizadas simples formadas por cristales fibrosos de sección subcircular o agregados de cristales con morfologías de abanico o penacho (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

cristales presentan entre sí contactos suturados. Existen lineaciones de terrígenos y óxidos de Fe incluidos en los cristales, y se observan materiales arcillosos en los intersticios intercrystalinos. En ocasiones, los cristales se agregan formando dos lineaciones con aparente crecimiento centrípeto, enfrentándose unos con otros y dejando un poro elongado entre ambas lineaciones, donde se pueden apreciar cúmulos de óxidos de Fe (Fig 7.31). En muchas ocasiones, en este poro central se localizan pequeños agregados cristalinos con morfologías subredondeadas de contornos irregulares, en lo que parece una sección transversal de los cristales de morfología elongada.

a-2.2) Empalizadas dobles antitaxiales

En el sentido de Durney y Ramsay, 1973; Watts, 1978 estas empalizadas se componen de alineaciones dobles de cristales con morfologías de abanico de estructura fibroso-radiada.. En la sección *Fte*, en tramos carbonáticos de potencia cercana a 1,5 m compuestos de niveles brechoideos, bioturbados y karstificados con rellenos de arcillas rojas y verdes, pueden observarse texturas a escala microscópica compuestas por empalizadas de cristales anhedrales de contornos muy irregulares que presentan estructura interna fibroso-paralela que se extienden lateralmente hasta unos centímetros de forma paralela-subparalela a la estratificación. Se caracterizan por un desarrollo centrífugo a partir de lineaciones micríticas paralelas a la estratificación, que son en todo caso englobadas por los cristales de calcita en su crecimiento (Fig. 7.32 y 7.33). La estructura fibroso-paralela de los cristales se dispone de forma perpendicular-oblicua a las lineaciones micríticas. Las morfologías de estos cristales son elipsoidales, preferentemente elongadas ($500\ \mu\text{m}$), con un marcado pseudopleocroismo. Los cristales parecen encontrarse formados por subcristales tabulares con idéntica extinción. Las morfologías cristalinas no relacionadas con las lineaciones micríticas presentan morfologías ameboides muy anhedrales con cierta elongación (eje largo de unas $300\ \mu\text{m}$), que no poseen organización fibroso radial o paralela, y que en algunos casos tienen núcleos anubarrados. Existe abundante porosidad intercristalina, apreciándose en ocasiones arcillas.



Figura 7.32. Empalizadas dobles de cristales elipsoidales fibrosos (núcleos paralelos; escala = 1 mm).



Figura 7.33. Detalle de las empalizadas dobles de cristales fibrosos (núcleos paralelos; escala = $400\ \mu\text{m}$).

Otro tipo de empalizadas de textura fibrosa se presenta hacia los bordes de niveles con mosaicos fibrosos, limitando planos de estratificación, y formados por haces cónicos abiertos de cristales fibrosos y/o columnares. Estas cortezas pseudo-espeleotémicas, de tamaño centimétrico, pueden confundirse con verdaderas cortezas espeleotémicas que tapizan cavidades kársticas desarrolladas a favor de planos de estratificación (Cañaveras, 1994). Este autor indica que las cortezas pseudoespeleotémicas presentan un carácter plenamente desplazativo que las diferencia del puramente cementante espeleotémico, desarrollándose en ocasiones en la parte más externa de

nódulos calcáreos intraestratales, a favor de niveles arcillosos; además, tienen una marcada extinción óptica ondulante, con un menor tamaño de fibra, aunque el grosor de ésta aumenta al alejarse del ápice. A menudo se interpenetran hacia sus ápices reflejando estructuras de conos encajados (*cone-in-cone*).

La presencia de verdaderas cortezas espeleotémicas es un rasgo común de los tramos de carbonatos brechoideos de la Subunidad CB_{py}-INT, donde crecen adosadas a planos de estratificación que fueron la base o techo de antiguos conductos kársticos. Poseen un espesor comprendido generalmente entre 1 cm y un máximo de 7-8 cm y se presentan de forma discontinua a favor de soportes masivos o microbrechificados que limitan cuerpos oquerosos o brechoideos.

En lámina delgada, estas cortezas fibrosas espeleotémicas se componen de macrocristales de calcita de hábito columnar, con un gran número de inclusiones terrígenas y óxidos de Fe. Cada cristal se compone de subcristales muy heterométricos, que están constituidos por pequeñas fibras que se encajan unas en otras produciendo una estructura en conos encajados. El crecimiento de los cristales fibrosos no se produce exactamente de forma perpendicular a la estratificación sino que pueden disponerse de forma oblicua. Se diferencian dominios cristalinos con direcciones de crecimiento particulares que se separan por óxidos de Fe y que definen contactos muy difusos entre cristales.

b) Calcitas suturadas

Se corresponde con una de las texturas más abundantes en el tramo de carbonatos brechoideos, que se encuentran en estrecha relación con niveles laminados con evidencias de cristales de yeso. Se componen de mosaicos meso-macrocristalinos inequigranulares xenotópicos de cristales de calcita con bordes muy irregulares e interpenetrados (suturados). Los mosaicos tienen un pseudopleocroismo marcado y un gran número de impurezas e inclusiones (óxidos de Fe, básicamente). Se encuentran abundantes fantasmas de yeso meso-macrolenticular, además de bandeados y laminaciones primarias. A menudo, aparecen asociadas a mosaicos de cristales fibrosos, existiendo una gradación entre ambas tipologías.

- En la serie Mar-3, se han reconocido niveles calcíticos (menores de 15 cm) con morfologías irregulares que se presentan en alternancia con arcillas verdosas. Estos niveles poseen textura altamente recrystalizada aunque heterogénea, y en lámina delgada se observa un precursor micrítico reemplazado por calcita que alberga pseudomorfo de lenticulas de yeso orientadas de forma oblicua a la estratificación. Mediante DRX, se han reconocido porcentajes de hasta un 25% de dolomita frente a un 75% de calcita, además de relictos de cuarzo. Zonalmente, se distinguen áreas formadas por mosaicos cristalinos xenotópicos e inequigranulares de calcita (tamaño medio de unas 300 μm) que se encuentran reemplazando a una dolomicrita precursora con abundantes residuos de materia orgánica y restos vegetales flotados paralelos a la estratificación. Los bordes de

los cristales aparecen muy difusos, con contactos cristalinos más o menos suturados. En muchas ocasiones, la dolomicrita precursora se agrega formando peloides de unas 5 μm de diámetro. Existe una gradación perfecta entre los mosaicos cristalinos suturados y mosaicos pseudoesparíticos-esparíticos no suturados, nítidos y limpios que se encuentran pseudomorfizando cristales lenticulares de yeso.

Texturas más espectaculares se han reconocido asociadas a niveles tabulares de 2-3 cm, compuestos íntegramente por calcita, que presentan un bandeo relictos. En lámina delgada, se aprecia el reemplazamiento total de un precursor micrítico interlaminado con yeso lenticular, que se manifiesta en un bandeo entre calcitas suturadas y no suturadas. Las calcitas suturadas forman un mosaico xenotópico e inequigranular (tamaño cristalino entre 350-500 μm) que presentan límites cristalinos suturados. Estas calcitas son el resultado del reemplazamiento de una micrita precursora con gran cantidad de restos vegetales flotados, además de terrígenos y arcillas. En algunos de los cristales de calcita, se pueden observar núcleos con fantasmas de morfologías romboidales. Por otra parte, las calcitas no suturadas se localizan asociadas a fantasmas de lenticulas de yeso, componiéndose de un mosaico cristalino esparítico limpio, libre de impurezas, que presenta tamaños cristalinos ligeramente mayores que las suturadas. La gradación entre los dos términos es perfecta, permitiendo comprobar que el carácter suturado en los mosaicos es solamente función del reemplazamiento del precursor micrítico (Fig. 7.34).

En algunos casos se han detectado fases preliminares de la formación de los mosaicos suturados de calcita, que forman parte de encajantes dolomicríticos atravesados por venas rellenas de calcita acaramelada hacia el techo de la Subunidad M_D -INT, muy próximos a la CB_{PY} -INT (Fig. 7.35).



Figura 7.34. Mosaico de calcitas suturadas y fantasma de yeso lenticular (núcleos paralelos; escala = 2 mm).



Figura 7.35. Dique de calcita con crecimiento centrífugo en encajante dolomicrítico (núcleos paralelos; escala = 1 mm).

En lámina delgada se observa que el encajante de las venas de calcita, un barro dolomítico, se encuentra afectado por fracturación por desecación, con individualización de nódulos dolomicríticos. Existe una concentración de materia orgánica hacia el núcleo

del nódulo. De la misma forma, se observa la existencia de grandes monocristales de calcita mal definidos, que engloban y reemplazan la dolomicrita, distinguiéndose diferentes dominios de extinción óptica que dibujan morfologías arborescentes y dendríticas. De la misma forma, las venas de calcita muestran un crecimiento más reemplazativo que desplazativo, lo que queda patente por el gran número de lineaciones dolomicríticas incluidas dentro de cristales esparíticos prismáticos.

TEXTURAS DEPOSICIONALES ASOCIADAS A LOS TRAMOS DE CARBONATOS BRECHOIDEOS

Con frecuencia, intercalados con los carbonatos brechoideos, niveles de dedolomitización, y carbonatos con gasterópodos, que componen la compleja Subunidad CB_{py}-INT, pueden reconocerse materiales análogos a los precursores de las texturas de reemplazamiento descritas con anterioridad. Se trata de niveles dolomíticos y dolomargosos de color blanco-gris y verde, con restos vegetales flotados que presentan pseudomorfos de lenticulas de yeso de hasta 1 cm de longitud. Estos materiales son muy

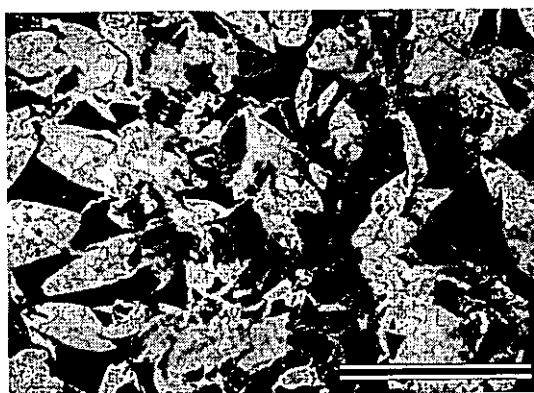


Figura 7.36. Dolomicrita homogénea con abundante pseudomorfos de lenticulas de yeso (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

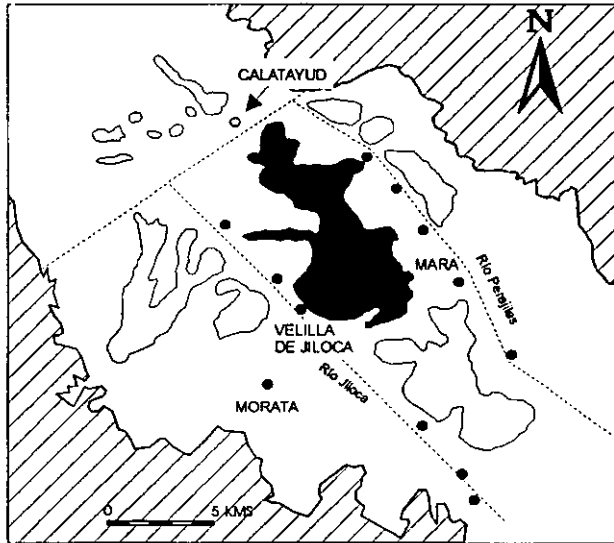


Figura 7.37. Aspecto al MEB de una pseudomorfización parcial de un molde de un cristal de yeso.

semejantes a los que integran la Subunidad de M_D-INT, infrayacente a los tramos brechoideos. Aunque lateralmente son niveles continuos, generalmente de morfología tabular y 2-3 cm de espesor, pueden cambiar a texturas recrystalizadas o reemplazadas por litologías calcíticas. En lámina delgada, las texturas dolomicríticas no difieren de las descritas en el capítulo de litofacies carbonáticas (Fig. 7.36); se aprecia una dolomicrita homogénea definida por abundante presencia de restos vegetales y lineaciones marcadas por limos y/o arcillas. Los pseudomorfos de yeso lenticular con tamaños medios de 1,25 mm están formados por una esparita agradable hacia el centro, sin que se pueda observar indicio alguno de reemplazamiento de dolomicrita por calcita, es decir, los contornos de los pseudomorfos separan perfectamente la fase dolomítica de la calcítica (Fig. 7.37). Existe una silicificación asociada a los pseudomorfos de yeso, en forma de calcedonias y/o rosetas silíceas. Los pseudomorfos de yeso pueden encontrarse distribuidos al azar o asociados a láminas concretas, como en la Subunidad M_D-INT.

Carbonatos diagenéticos laminados del sector central-septentrional.

Dentro del Bloque Sur-Páramo, desde la transversal entre Morata de Jiloca-Mara hacia el NO comienzan a observarse materiales carbonáticos diagenéticos de estructura finamente laminada que anteriormente hemos agrupado en la Subunidad C_{LD} -INT (Fig 7.38). Los carbonatos diagenéticos laminados se extienden desde la citada transversal hasta la margen derecha de la Vega del Río Jalón, donde forman una serie de retazos de afloramiento discontinuo sobre facies yesíferas.



BLOQUE SUR-PARAMO
Carb. laminados del sector central-septentrional

Figura 7.38. Distribución geográfica de los carbonatos diagenéticos laminados del sector central-septentrional del Bloque Sur-Páramo.

El sector comprendido entre esta transversal y aproximadamente hasta el área de Velilla de Jiloca-Belmonte de Gracián, presenta grandes potencias de carbonatos diagenéticos (mayoritariamente laminados) que alcanzan máximos de 55-60 m. Desde ese área hacia el NO, las potencias disminuyen considerablemente hasta los 5 m en sectores próximos a Villalba de Perejiles o Torres (Fig 7.39). En los bloques Sur-Oriental y

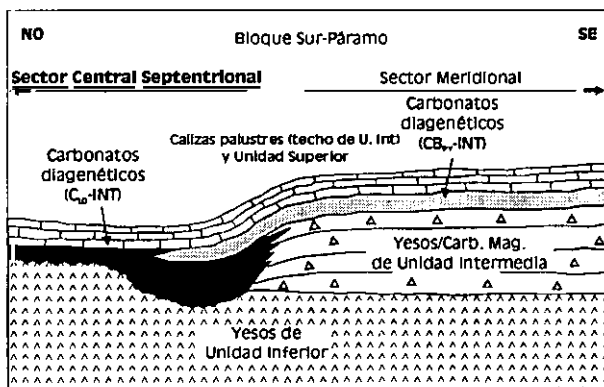


Figura 7.39. Perfil longitudinal esquemático del Bloque Sur-Páramo con localización de los carbonatos diagenéticos laminados del sector central-septentrional del Bloque Sur-Páramo.

Occidental, los carbonatos diagenéticos alcanzan localmente potencias cercanas a los 25-30 m, aunque el carácter laminado puede perderse para ser sustituido por texturas clásticas y brechoideas.

Las grandes potencias de carbonatos diagenéticos son el producto del solapamiento en este área de una serie de transformaciones diagenéticas, que en intervalos temporales diferentes presentan extensión variable en la cuenca, afectando a distintos

materiales soporte. Dentro de estas potencias anómalas de carbonatos diagenéticos, se distinguen a su techo tramos de tendencia brechoidea (Subunidad CB_{PY}-INT), aunque la mayoría presentan estructura laminada (Subunidad C_{LD}-INT).

A diferencia de los carbonatos brechoideos del sector meridional, la brechificación es sustituida por carbonatos de estructura laminada, que se encuentran frecuentemente slumpizados, con brechas de *slump*, y microfracturas. Del mismo modo, existen importantes diferencias a nivel textural, ya que sólo se han encontrado evidencias de calcitas fibrosas o mosaicos suturados de forma ocasional, siendo sustituidas por texturas bandeadas formadas por mosaicos pseudoesparíticos-esparíticos y microesparíticos, que en ocasiones están constituidas por agregados de cristales de morfología sub-romboédrica o en grano de arroz, como en las texturas de carbonatos diagenéticos de Armantes.



Figura 7.40. Aspecto de campo de los carbonatos diagenéticos laminados.

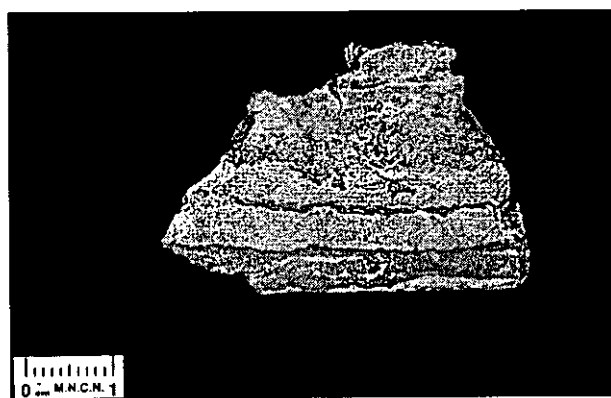


Figura 7.41. Detalle del interlaminado de los carbonatos diagenéticos formado por láminas homogéneas y láminas porosas.

En líneas generales, los carbonatos diagenéticos se caracterizan por una laminación bien definida, que usualmente presenta espesores mayores de 5 mm, en función de *diferencias tanto cromáticas, como de fábrica y textura; aunque son frecuentes las tonalidades blancas y grisáceas en los tramos inferiores de las secciones estratigráficas realizadas en las potentes sucesiones de carbonatos diagenéticos laminados, generalmente dominan los tonos ocre e incluso pardo-rojizos (Fig 7.40). El grado de recristalización de estos carbonatos suele ser bajo, presentando texturas de alta porosidad, pulverulencia, baja consistencia y baja cohesión. Sin embargo, el grado de recristalización aumenta hacia los tramos más altos. En detalle, puede observarse como las diferentes láminas de los carbonatos diagenéticos pueden asimilarse a la estructura laminada de un precursor

evaporítico/carbonático. Así, visualmente, se reconocen dos tipos de láminas en función de su textura (Fig. 7.41):

a) Láminas homogéneas: presentan una textura poco porosa, homogénea, y usualmente son de tonos grises oscuros, ocre y pardos. Frecuentemente se distingue dentro de las láminas una orientación planoparalela de restos vegetales flotados.

b) Láminas porosas: textura más heterogénea y porosa, con tonalidades más claras que las precedentes. Se observan en ellas moldes y pseudomorfos de cristales de yeso, con gran variedad de morfologías.

Otra de las características principales de estos materiales es la habitual presencia de estructuras de deformación dúctil y frágil no tectónicas, asociadas a colapsos gravitacionales:

a) Dentro de las estructuras de deformación dúctil, se reconocen slumps. A macroescala, su tamaño oscila entre unos valores normales de 50-100 cm (Fig. 7.42) hasta ocasionales slumps de orden decamétrico, que pueden llevar asociadas brechas de slump, pero a microescala, se reconocen slumps de orden milimétrico.



Figura 7.42. Estructura de deformación (slump) en carbonatos diagenéticos laminados.

b) Dentro de las estructuras de deformación frágil, dominan las fracturas de pequeño orden y escaso desplazamiento de varios conjuntos de láminas, que quedan patentes a microescala. Los análisis realizados mediante Difracción de Rayos X determinan un dominio de la calcita de bajo contenido en magnesio (hasta un 90-100 %) que se acompaña proporciones muy variables de terrígenos, de pequeños porcentajes menores de un 10% de celestina, y yeso como accesorio, generalmente en proporciones no cuantificables. La celestina es el sulfato mayoritario dentro de los carbonatos diagenéticos, y se encuentra usualmente asociada a la transición yeso/carbonato, es decir, en los primeros metros de carbonato.

Por otra parte, el porcentaje de terrígenos es muy variable de una lámina a otra (desde más de un 85% de filosilicatos+cuarzo hasta porcentajes menores del 3%), siempre con calcita como único carbonato presente. Dentro de los filosilicatos, dominan las illitas con pequeños porcentajes de esmectitas y caolinitas. Se observan diferencias en la distribución mineralógica de las arcillas, ya que en los niveles más cercanos al techo de las series con carbonato diagenético laminado desaparecen progresivamente las esmectitas, frente a las illitas-caolinitas.

En algunas muestras se encuentran porcentajes elevados de cuarzo, que en gran parte posee un origen autigénico. Las variedades silíceas como rosetas, calcedonias o

cuarzos idiomorfos son abundantes tanto dentro de las facies deposicionales yesíferas, como de los carbonatos diagenéticos laminados.

MICROTEXTURAS DE LOS CARBONATOS LAMINADOS

La observación de estos materiales en lámina delgada muestra una amplia variedad textural con una particularidad común: la presencia de una fina laminación o bandeo, con presencia usual de moldes, pseudomorfos, y fantasmas de cristales de yeso. Las morfologías anhidríticas en carbonatos diagenéticos son poco comunes en el Bloque Sur-Páramo, quedando restringidas a rellenos de fisuras, mientras que son más abundantes hacia las áreas marginales de cuenca de los bloques Sur-Occidental, Oriental, y Norte Armantes. En general, las texturas observables reproducen fielmente las estructuras deposicionales y la laminación definida por precursores carbonáticos y/o evaporíticos; así, se reconocen mosaicos microesparíticos y pseudoesparítico-esparíticos entre los que existe toda una gradación de tamaños. Se reconocen dos tipos de texturas fundamentales en estos materiales (Fig. 7.43):

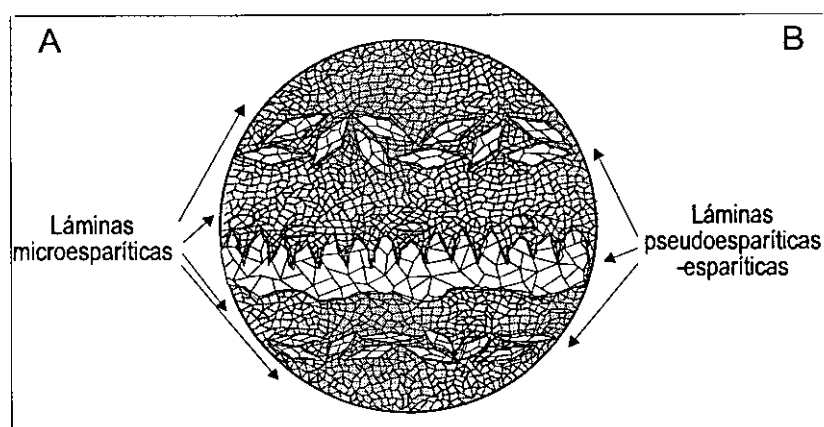


Figura 7.43. Texturas de calcitización características de los carbonatos diagenéticos laminados (láminas microesparíticas y láminas pseudoesparíticas-esparíticas).



Figura 7.44. Aspecto general de microesparita, con abundantes restos vegetales orientados (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

a) Bandas microesparíticas.

Estas bandas se distinguen por texturas homogéneas formadas por mosaicos de calcita xenotópicos inequigranulares densos ($5-30 \mu\text{m}$) que se caracterizan por un alto grado de impurezas micríticas y arcillosas. La porosidad es generalmente muy reducida, de tipo intercrystalino (Fig. 7.44). En MEB se observan mosaicos de cristales de calcita de morfologías romboédricas de

aristas redondeadas que se desarrollan en una matriz arcillosa (Fig 7.45 a y b). Frecuentemente, se reconocen restos vegetales flotados orientados paralelamente a la estratificación que quedan englobados en el mosaico cristalino (Fig. 7.46), así como óxidos de Fe en posición intercrystalina. Del mismo modo, los componentes terrígenos, en forma de pequeñas láminas de limos y/o arcillas (cuarzo+filosilicatos), se asocian usualmente a estas bandas, reconociéndose también una orientación paralela al substrato en los componentes arcillosos de hábito tabular (moscovitas). En ocasiones, se ha distinguido una textura micrítica peloidal relictas en el mosaico cristalino.

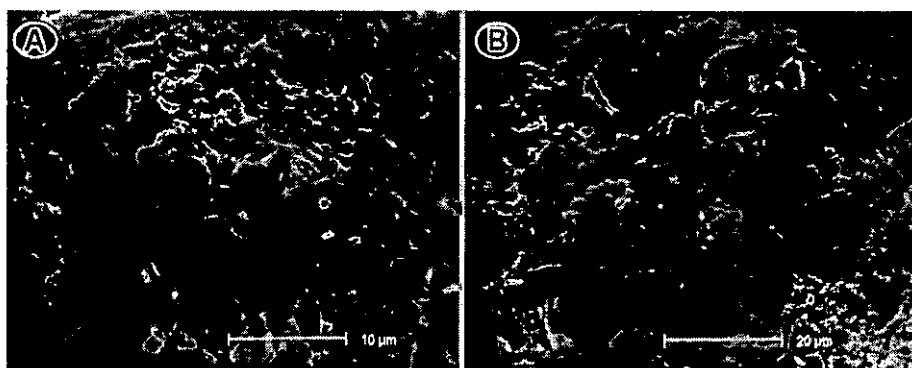


Figura 7.45. Mosaicos de cristales de calcita de morfologías romboédricas de aristas redondeadas en una matriz arcillosa. A) aspecto general. B) detalle de la morfología de los cristales.



Figura 7.46. Resto vegetal orientado paralelamente a la estratificación en mosaico microesparítico (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

b) Bandas pseudoesparíticas-esparíticas.

Estas bandas quedan formadas por mosaicos pseudoesparíticos-esparíticos (Fig. 7.47) o agregados de cristales calcíticos de morfología sub-romboédrica donde se distinguen moldes, pseudomorfos, y fantasmas de morfologías cristalinas de yeso primario. Estas láminas pseudoesparíticas-esparíticas incluyen monocristales de cuarzo autigénico (Fig. 7.48a), rosetas (Fig. 7.49) o calcedonias silíceas que son relictos del proceso de reemplazamiento de las facies deposicionales. En MEB (Fig. 7.48b) se aprecia



Figura 7.47. Alternancia de bandas formadas por mosaicos pseudoesparíticos-esparíticos con bandas microesparíticas, con pseudomorfos de morfologías cristalinas de yeso (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

el carácter inclusivo del crecimiento de los cristales de calcita sobre probables calcedonias, sin que exista ningún tipo de corrosión-alteración de márgenes cristalinos. Las morfologías de yeso reconocibles corresponden tanto a formas prismáticas, trapezoidales, hexagonales, como lenticulares. En algunos casos, no se distingue laminación, consistiendo las bandas en mosaicos microesparíticos masivos con morfologías aisladas de yeso lenticular de crecimiento intrasedimentario.



Figura 7.48. Aspecto al MEB de cristales de cuarzo autigénico asociadas a láminas pseudoesparíticas-esparíticas. A) Cristal bipiramidal de cuarzo incluido en un mosaico calcítico con relictos de magnesita y arcillas. B) Formaciones esféricas silíceas (posibles calcedonias) englobadas por un cristal de calcita.

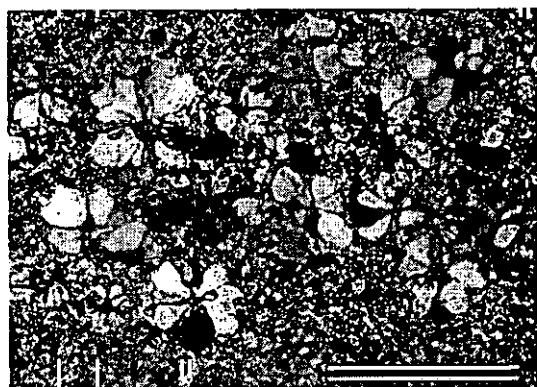


Figura 7.49. Rosetas de cristales de cuarzo en lámina pseudoesparítica-esparítica (nícoles cruzados; escala = 400 μ m).

Las texturas cristalinas quedan formadas por mosaicos pseudoesparíticos esparíticos que pueden cerrar por completo la porosidad pseudomorfizando o guardando fantasmas de niveles continuos de yeso o, por el contrario, ser discontinuos, presentando gran porosidad intercrystalina. Los individuos cristalinos se caracterizan por una ausencia de inclusiones, siendo limpios y nítidos, con límites cristalinos bien definidos. A menudo, especialmente asociados con bandas claras de texturas muy porosas, localmente superiores al 50%, se

distinguen agregados de cristales de calcita de morfología sub-romboédrica (Fig. 7.50), similar a granos de arroz, que se reconocen tanto libres de inclusiones, como con núcleos anubarrados (Fig. 7.51). En ocasiones se observan agregados de cristales muy apretados. En MEB se aprecia que el tamaño cristalino alcanza las 50-100 μm , y los cristales presentan rasgos de disolución y se disponen sin orientación (Fig. 7.52).

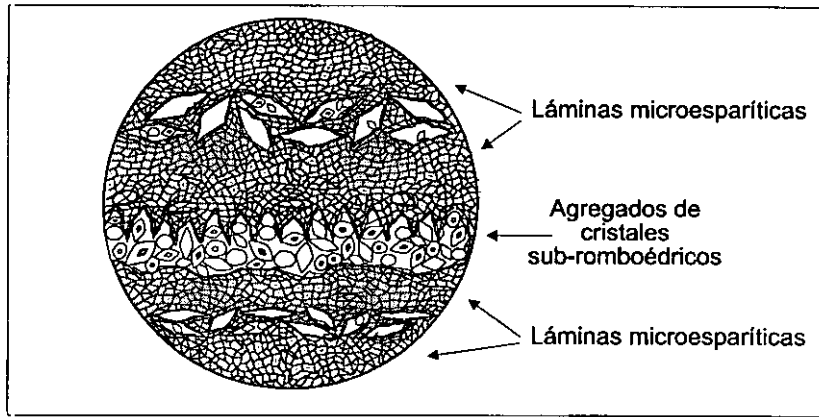


Figura 7.50. Esquema que idealiza la alternancia de láminas microesparíticas con láminas formadas por agregados de cristales de calcita de morfología sub-romboédrica.

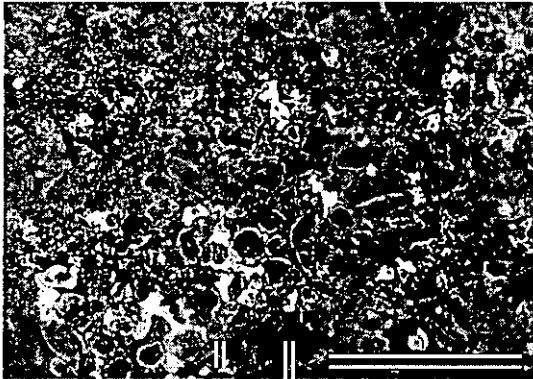


Figura 7.51. Agregados de cristales de calcita sub-romboédricos con abundantes inclusiones (núcleos paralelos; escala = 1 mm).

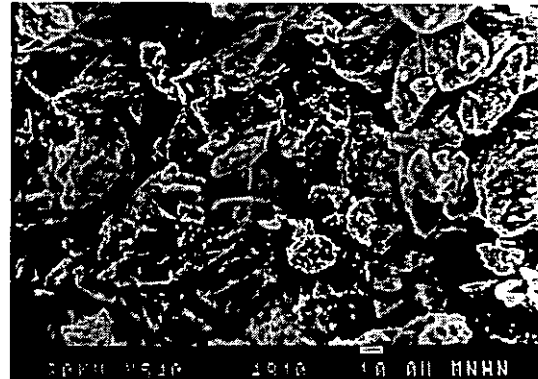


Figura 7.52. Microfotografía de MEB donde se reconocen cristales de calcita sub-romboédricos con rasgos de disolución.

Se han encontrado tres tipos de relaciones entre láminas microesparíticas y pseudoesparíticas-esparíticas en los carbonatos diagenéticos laminados, según se encuentren fantasmas, moldes, o pseudomorfos de cristales de yeso:

a) En materiales afectados por una recristalización generalizada, el tránsito cristalino entre láminas diferentes se realiza mediante una gradación de tamaño de cristal en la interfase entre láminas, correspondiendo las mayores tallas de cristal a las bandas pseudoesparíticas-esparíticas. Así, en las muestras en que los contactos entre bandas son netos, puede ser fácil distinguir cómo cristales individuales engloban estos límites indicando la existencia de una continuidad óptica. De esta forma, quedan fantasmas de

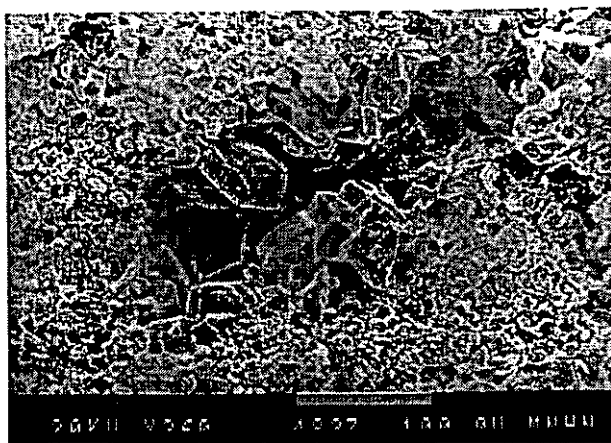


Figura 7.53. Fantasma de yeso lenticular; en la microfotografía de MEB se observa una gradación en el tamaño de cristal entre un mosaico microesparítico y los cristales pseudoesparítico-esparíticos desarrollados a partir del cristal de yeso.

la laminación deposicional, lo que permite diferenciar con nitidez las alternancias entre el precursor carbonatado micrítico y yeso primario. En la figura (Fig 7.53) se observa un detalle de la transición entre un mosaico microesparítico con gran cantidad de impurezas micríticas y los cristales esparíticos que crecen a favor de un molde de yeso lenticular.

b) Por otra parte, en materiales menos recrystalizados y más porosos, resulta común la existencia de laminaciones en que se

ha producido la transformación de los precursores carbonáticos micríticos, pero, por el contrario, los cristales de yeso primario han sido disueltos, quedando como relictos los moldes cristalinos.

c) La presencia de pseudomorfos de yeso representa un paso más que en el caso anterior, produciéndose un relleno o cementación de moldes de cristales. En ocasiones, la diferenciación de estas texturas pseudomórficas de las que poseen fantasmas de cristales de yeso puede ser en muchos casos compleja, fundamentándose en la observación detallada de las relaciones entre láminas, existencia de *rims* de micritización de moldes de cristales, o en la continuidad óptica entre los cristales de láminas pseudoesparíticas-esparíticas y microesparíticas.

MICROESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

Cómo se ha comentado anteriormente, a microescala se observa un gran número de estructuras de deformación dúctil o frágil, que se traducen en:

a) *Microslumps*.

En detalle, en lámina delgada, se descubren abundantes evidencias de microdeformaciones de la laminación, que han quedado salvaguardadas con la preservación de la textura de un precursor laminado yesífero-carbonático (Fig 7.54). En múltiples ocasiones, la mala preservación de laminaciones no



Figura 7.54. Detalle en lámina delgada de slumps a microescala (nícoles paralelos).

permite diferenciar microslumps. En este caso, los únicos criterios para su reconocimiento se basan en láminas de terrígenos, cuarzos autigénicos, o restos vegetales flotados que se presentan deformadas.

Estas estructuras de deformación no han sido encontradas en facies evaporíticas y evaporítico-carbonatadas laminadas no afectadas por calcitización (Subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT).

b) Microfracturas.

Se reconocen también microestructuras de deformación frágil, en forma de láminas discontinuas, quebradas o rotas. En la figura (Fig 7.55) pueden observarse unos ejemplos de microfracturación, donde se una marcada fisuración vertical-subvertical con ruptura de laminaciones.

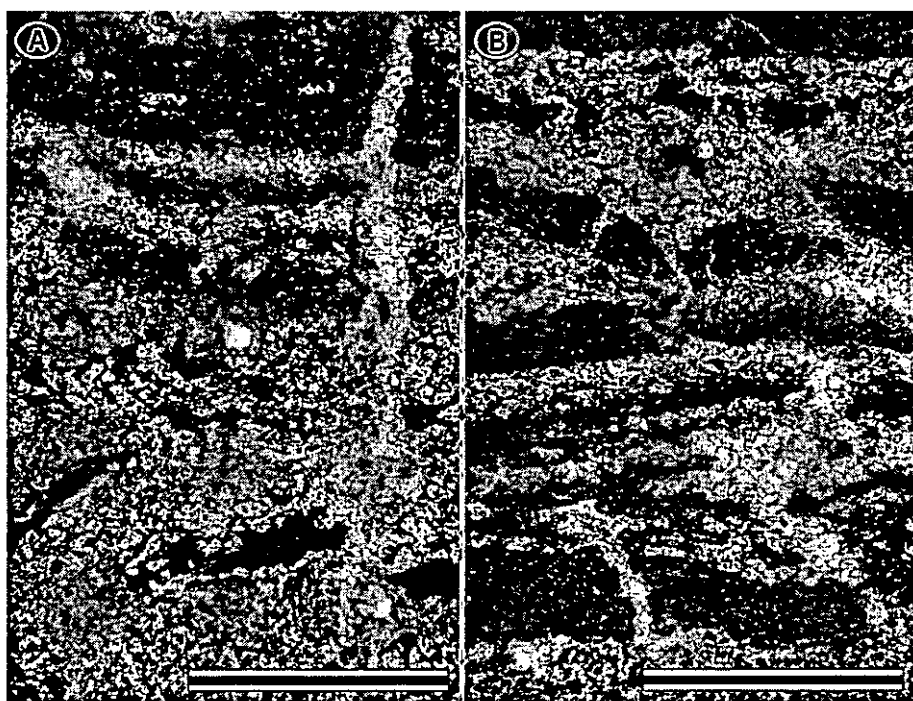


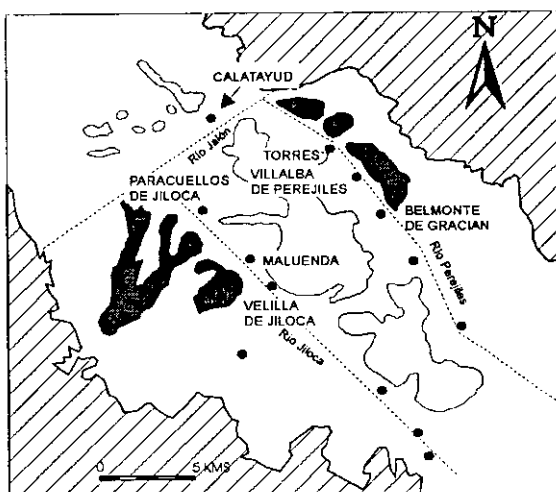
Figura 7.55. A y B) Microfracturación en carbonatos diagenéticos laminados (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

Esta fisuración, de probable origen temprano, ha permitido en muchos casos una nueva penetración de fluidos salinos y el crecimiento intrasedimentario de anhidrita.

1. 1. 3. CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LOS BLOQUES SUR OCCIDENTAL Y ORIENTAL

El afloramiento de estos carbonatos diagenéticos en los bloques Sur Occidental y Oriental, queda influido por el movimiento diferencial de bloques tectónicos de la

cuenca, y el encajamiento de los ríos, ya que las formaciones de glacis que enlazan con los valles fluviales de los ríos Jiloca y Perejiles, han arrasado los afloramientos de carbonatos diagenéticos de Unidad Intermedia y las facies fluviolacustres de Unidad Superior. Así, en el Bloque Sur-Occidental, las litofacies diagenéticas quedan restringidas al sector delimitado por la carretera Calatayud-Nuévalos, Morata de Jiloca, Olvés y el curso fluvial del Río Jiloca, pero se desconocen sus relaciones más directas con los márgenes de cuenca. Por otra parte, en el Bloque Sur-Oriental, limitan su afloramiento al sector comprendido entre el curso fluvial del Río Perejiles, Villalba de Perejiles y Sediles (Fig. 7.56). Hacia el margen, se ha apreciado su progresiva transición hacia materiales siliciclásticos finos con intercalaciones de tábulas de composición aragonítico-calcítica.



BLOQUES SUR-OCCIDENTAL Y ORIENTAL

- Carbonatos granudo-clásticos
- Carbonatos laminados

Figura 7.56. Distribución geográfica de los carbonatos diagenéticos de los bloques Sur-Occidental y Oriental.

Los carbonatos diagenéticos existentes hacia los márgenes de cuenca (bloques Sur-Occidental y Oriental), presentan una serie de rasgos que les diferencia de los descritos en el Bloque Sur-Páramo.

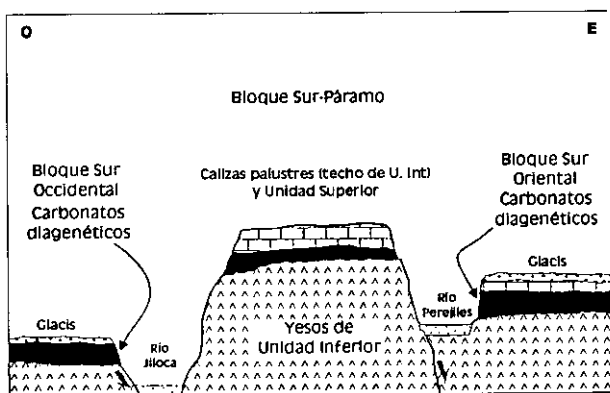


Figura 7.57. Perfil transversal esquemático del Bloque Sur-Páramo y bloques Sur-Occidental y Oriental con localización de los carbonatos diagenéticos.

Estos rasgos quedan reflejados en la pérdida local de la estructura laminada, la mayor presencia de terrígenos, y las evidencias de removilización y brechificación de estas facies. Por otra parte, las potencias que alcanza este conjunto de materiales pueden llegar a los 25-30 m, que son netamente superiores a los que presentan estas litofacies en el adyacente Bloque Sur-Páramo (5-15 m), para una misma transversal de la cuenca (Fig. 7.57).

Las litofacies encontradas se resumen básicamente en dos grupos: litofacies laminadas y litofacies granudas-clásticas; las primeras, de características muy similares a las descritas anteriormente en el Bloque Sur-Páramo, quedan restringidas al Oeste del Bloque Sur-Occidental, y poseen la particularidad de mostrar las facies precursoras parcialmente calcitizadas en la sección *Vdo*. Las litofacies granudas-clásticas se concentran básicamente en el Bloque Sur-Oriental, y hacia el Este del Bloque Sur-Occidental donde quedan asociadas a estructuras de colapso de los yesos infrayacentes. En otras palabras, el Bloque Sur-Páramo, donde se ha observado el dominio de las litofacies laminadas, se encuentra flanqueado por carbonatos diagenéticos en los bloques Sur-Oriental y Occidental, formados en fases equivalentes, que presentan tanto texturas laminadas como granudo-clásticas.

Carbonatos laminados

Sólo, en la sección *Vdo*, de 48 m de potencia, se ha tenido oportunidad de reconocer facies deposicionales con procesos de calcitización parcialmente desarrollados. Los materiales carbonático-diagenéticos reposan sobre facies de yeso laminado postdeposicional procedente de anhidrita de Unidad Inferior afectados por una superficie paleokárstica (ver capítulo 8). Constan de una alternancia irregular de láminas arcillosas y carbonáticas (1-2 cm), destacando la coexistencia de litologías magnesíticas, dolomíticas, aragoníticas y calcíticas. Estos materiales presentan colores blancos, grises, ocreos o verdes. Resulta común diferenciar tábulas con mayor compacidad y carbonatación, que alternan con láminas blancas-porosas formadas por calcita de cristales sub-romboédricos.

Los niveles carbonatados conservan la mineralogía original de los precursores con una calcitización parcial y disolución del sulfato cálcico que se presentaba interlaminado en la facies deposicional, mientras que, en sentido Norte, a lo largo de los mismos relieves donde se ubica la sección *Vdo*, la calcitización es completa; en este caso, los carbonatos laminados presentan las mismas características que los descritos previamente en el Bloque Norte-Armantes y Sur-Páramo.

La observación bajo microscopio petrográfico de los carbonatos laminados muestra bandeados muy difusos en texturas de reemplazamiento, formados por mosaicos microesparíticos xenotópicos equigranulares (unas 5 μm), con abundantes restos vegetales flotados y terrígenos que alternan con bandas formadas por agregados de cristales de morfologías sub-romboédricas (unas 100 μm), con núcleo anubarrado y sílice autigénica. En estas últimas bandas, se reconocen fantasmas y morfologías cuadrado-rectangulares pseudomorfizadas propias de anhidrita, que dominan sobre las del yeso, y que en ocasiones son reemplazadas por sílice autigénica. En gran parte de las muestras tomadas de la sección, se encontraron evidencias de la existencia de carbonatos micríticos precursores con un grado parcial de calcitización. Hacia el techo de la sección, se reconocen texturas con un grado incipiente de brechificación.

Carbonatos granudo-clásticos

La existencia de texturas de removilización en los carbonatos diagenéticos de los bloques Sur-Occidental y Oriental es un rasgo habitual, que no aparece en los afloramientos del Bloque Sur-Páramo. En muchos de los casos, la presencia de rasgos de removilización en estas facies va unida a la existencia de rasgos de colapso kárstico y disoluciones de los yesos infrayacentes, asociándose netamente a la discontinuidad sedimentaria entre la Unidad Inferior e Intermedia (superficie paleokárstica).

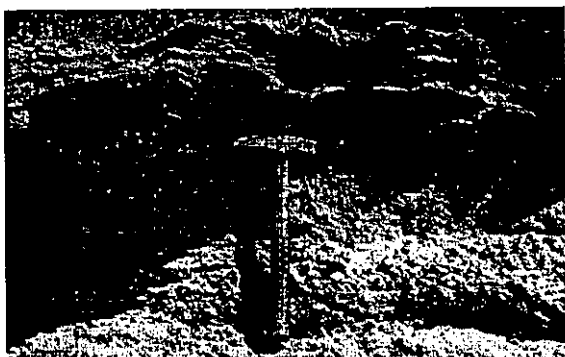


Figura 7.58. Secuencias en los carbonatos granudo-clásticos (sector de Los Cerrillares).



Figura 7.59. Clastos calcáreos angulosos y heterométricos (facies granudo-clásticas).

- En las secciones *Cer-1* y *Vlb-3* se han encontrado carbonatos con una potencia que oscila entre los 15 y 30 m que descansan sobre tramos de yeso macrocristalino o facies lutíticas con yeso laminado-nodular. En Los Cerrillares (sección *Cer-1*), los materiales carbonáticos forman secuencias de tramos blandos (unos 50 cm) y tramos duros (unos 20 cm) (Fig. 7.58); hacia techo de la serie, los tramos duros carbonáticos se presentan con menor frecuencia y potencia, pudiendo diferenciarse texturas granudas homogéneas parcialmente recrystalizadas, de cristales sub-romboédricos, con bandeado difuso, o estructuras *boxwork*. Los tramos blandos poseen un bandeado muy difuso, y dominan las texturas granudas de cristales sub-romboédricos de color ocre-gris que suelen albergar clastos carbonáticos angulosos o componentes brechoideos con texturas muy similares a las que presentan los tramos duros. La selección de los clastos es muy mala, con gran heterogeneidad de tamaños en un mismo nivel (Fig. 7.59). El tamaño medio de clasto es de 1 cm, aunque el centil puede alcanzar entre 3 y 5 cm, encontrándose en ocasiones una cierta gradación vertical coincidiendo con un mayor grado de redondez de clastos (Fig. 7.60). La sección estratigráfica *Cer-1* está

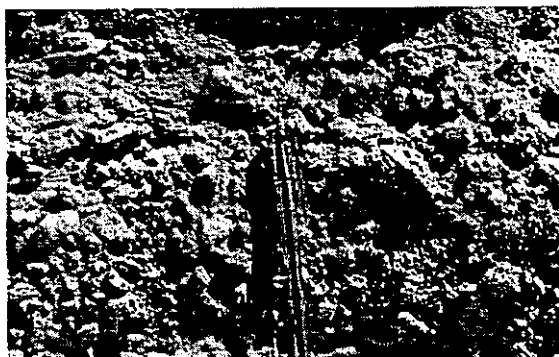


Figura 7.60. Clastos calcáreos subredondeados con cierta selección de tamaños (facies granudo-clásticas).

constituida por unos 17 m de carbonatos diagenéticos por debajo de unos 22 m de carbonatos de la Subunidad C_{PG} -INT; finalmente, a techo de la sección se encuentran retazos de facies lutíticas rojas y canales fitoclásticos, que corresponden a la base de Unidad Superior, pero que quedan cubiertos por facies de glacia.

- Frente a la localidad de Villalba de Perejiles, se localiza la sección Vlb-2 en la que los espesores de facies carbonático-diagenéticas alcanzan cerca de los 30 m (Fig. 7.61). Los carbonatos, de color gris a gris ocre, tienen una estructura heterogénea muy similar a la observada en Los Cerrillares, con un alternancia cíclica bien definida de niveles blandos irregulares (20-40 cm) granudos de cristales sub-romboédricos, con laminación difusa, enriquecidos en terrígenos, y con niveles duros (10-20 cm) homogéneos parcialmente recristalizados. Los tramos blandos pueden contener cantos blandos arcillosos y en ocasiones adquirir una textura brechoidea. Esta marcada ciclicidad sólo queda interrumpida por algún tramo con interlaminado de tábulas carbo-náticas (2-3 cm) ricas en restos vegetales, con arcillas rojizas y ocre. Dentro de la sucesión cíclica general, la proporción en terrígenos aumenta progresivamente hacia el techo con niveles de arenas y limos, a la vez que se detecta removilización de componentes carbonáticos. Los tramos más altos de la sección poseen un carácter dominante silíceo, con niveles muy irregulares, alabeados con cantos redondeados de cuarcita y pizarra de tamaños inferiores a 10 cm empastados en una matriz calcítica. Hacia techo de la sección (Fig. 7.62) se presentan brechas calcáreas y



Figura 7.61. Sección Vlb-2, frente a la localidad de Villalba de Perejiles.



Figura 7.62. Conglomerado polimíctico con matriz calcárea perteneciente a los tramos con removilización de facies de la Subunidad C_{PG} -INT.

carbonatos detríticos (de niveles inferiores) con algunos cantos silíceos cementados que finalmente pasan a tramos con removilización de facies de la Subunidad C_{PG}-INT y glaciis terminales.

En lámina delgada, los carbonatos granudos aparecen como agregados de cristales de morfologías sub-romboédricas dando lugar a texturas muy porosas, con

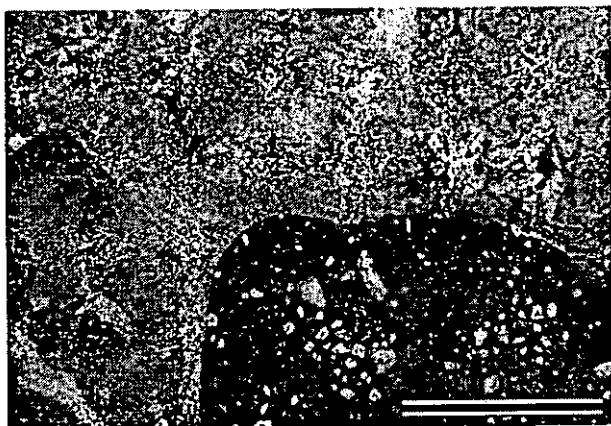


Figura 7.63. Fantasmas de morfologías lenticulares de yeso en texturas granudo-clásticas (nícoles paralelos; escala = 2 mm)



Figura 7.64. a y b) Microtexturas de los carbonatos granudo-clásticos (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

cristales diseminados idiomorfos silíceos de carácter autigénico que poseen relictos de anhidrita. Observándolo a microescala, el bandeo microesparítico/pseudo-esparítico-esparítico es muy difuso. En los materiales más próximos a la transición yeso-carbonato (Fig. 7.63), los cristales sub-romboédricos aparecen disgregados en una "matriz" formada por yeso lenticular. Son frecuentes las texturas clásticas de estos carbonatos, mayoritariamente de composición calcítica, aunque con importantes porcentajes de filosilicatos (20-30%, por término medio) y cuarzo (alrededor de un 15%). Los componentes carbonáticos presentan texturas micríticas, pseudoesparíticas/esparíticas (con fantasmas de yeso), fragmentos de cortezas fibrosas y cristales fibrosos. La matriz de los cantos es heterogénea, carbonático-terrágena con una gran cantidad de cristales silíceos de carácter autigénico, e incluso moldes y fantasmas de morfologías cuadradas y rectangulares de anhidrita y lenticulares de yeso (Fig. 7.63).

- A modo de excepción, en la sección *Bel-2*, en el Bloque Sur Páramo, al Oeste de la localidad de Belmonte de Gracián, hay dos niveles conglomeráticos con clastos carbonáticos (Fig 7.64) que quedan incluidos en una monótona secuen-

cia de carbonato diagenético laminado como el descrito en apartados anteriores. Estos niveles poseen una potencia cercana a los 50 cm y están compuestos por cantos calcíticos texturalmente diferentes, que se encuentran incluidos en una matriz calcárea. Los cantos presentan diferentes tonalidades, crema, blancuzcos, o grises oscuros. Su morfología es redondeada a sub-redondeada, y son heterométricos. Los clastos carbonáticos presentan diferentes microtexturas, tanto micríticas homogéneas como microesparíticas y pseudoesparíticas-esparíticas con fantasmas de yeso laminado o intrasedimentario, esparíticas, mosaicos de cristales fibrosos, mosaicos suturados etc... (Fig 7.64). La matriz de los clastos consiste usualmente en mosaicos pseudoesparíticos-esparíticos xenotópicos inequigranulares que contienen silicificaciones (calcedonias y rosetas silíceas principalmente) y fantasmas de morfologías cristalinas de yeso. De la misma forma, se han observado mosaicos suturados y mosaicos de cristales fibrosos en posición intergranular entre clastos carbonáticos.

1. 1. 4. OTROS REEMPLAZAMIENTOS MINERALES

Reemplazamientos sulfato-aragonito-calcita

La presencia de aragonito en la Cuenca de Calatayud se concreta en niveles tabulares de naturaleza mixta aragonítica-calcítica, que se encuentran principalmente asociados a los márgenes occidental y oriental con la Subunidad L_G-INF, mientras que están prácticamente ausentes en los sectores NO y SE de la cuenca; las únicas referencias en estas áreas pertenecen a los tramos de tránsito entre las unidades Inferior e Intermedia, habiéndose encontrado de forma muy ocasional pseudomorfos de aragonito en calcita dentro de ésta última unidad.



Figura 7.65. Aspecto de campo de las tábulas aragonítico-calcíticas.

Estas litofacies aragonítico-calcíticas aparecen como niveles tabulares compactos, de estructura interna compleja, de 2-2,5 cm de espesor (Fig. 7.65), que en detalle se encuentran formados por finas alternancias de limos-arcillas carbonatadas de colores grisáceos con restos vegetales orientados y láminas irregulares de hasta 0,5 cm con presencia de aragonito. Las tábulas, por lo general, se disponen a espaciados irregulares en series limoso-lutíticas grises y ocre, poseen cierta continuidad lateral,

encontrándose en un cinturón de facies muy estrecho, entre facies siliciclásticas y evaporíticas. El aragonito se caracteriza por un color blanco-rosáceo y tacto untuoso con dos hábitos cristalinos principales:

a) Hábito laminar-planar, formando niveles continuos compuestos por una sucesión de placas cristalinas de aragonito que se disponen de forma subvertical-oblicua a la superficie de estratificación (Fig. 7.66). El espesor de cada placa cristalina es submilimétrico (unas 20 μm) (Fig. 7.67). En sección transversal, los niveles de limos-

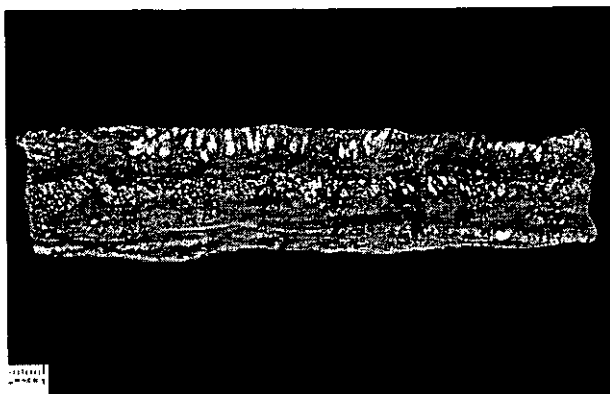


Figura 7.66. Sección transversal de un nivel tabular aragonítico-calcítico.

arcillas carbonatadas que contienen estas peculiares orientaciones cristalinas presentan ondulaciones y crestas. En este sentido, en ocasiones se han encontrado alineaciones de cristales planares de aragonito que se desarrollan solamente a favor de las crestas. En planta, se aprecian diferentes familias de cristales de aragonito que poseen orientaciones distintas, formando sistemas de planos que intersectan a 120° .

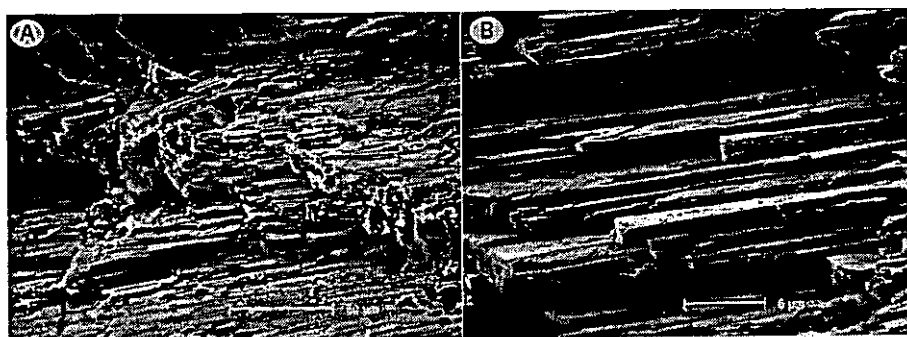


Figura 7.67. A y B) Cristales de hábito laminar-planar de aragonito.

b) Hábito radial-acicular, que forman masas mas o menos concreccionares, o irradian a partir de un punto central (Fig. 7.68). La presencia de aragonito con estas morfologías resulta menos frecuente, y forman niveles muy irregulares, a veces como simples masas aisladas en niveles de mineralogía calcítica de textura muy porosa (Fig 7.69).

- En la Subunidad L_G -INF, entre las localidades de Valtorres y La Vilueña, se observan costras formadas por carbonatos laminados tabulares calcítico-aragoníticos de continuidad local con un desarrollo del aragonito según los dos hábitos descritos precedentemente. Así, destaca la presencia de aragonito en la cresta de ondulaciones de la laminación, formando niveles prácticamente monominerales o masas concreccionares

acículo-radiales. El crecimiento de aragonito parece adquirir en muchos casos un carácter desplazativo que deforma las laminaciones deposicionales.

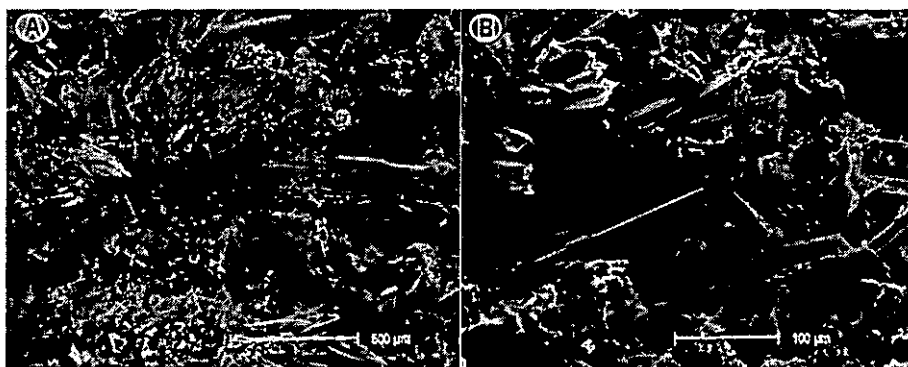


Figura 7.68. a y b) cristales de hábito radial-acicular de aragonito.

- Entre Villalba de Perejiles y Sediles, se observan niveles tabulares constituidos prácticamente por aragonito, además de niveles tabulares formados por alternancias submilimétricas de limos carbonatados (calcita) de 2-3 mm, de marcado color grisáceo oscuro con ondulaciones, restos vegetales orientados, y finas láminas con moldes de evaporitas. Aquí, la presencia de aragonito queda patente como niveles discontinuos donde los cristales de aragonito presentan una morfología planar y adquieren una distribución muy particular, orientándose de forma oblicua a la estratificación.

- Por último, en la sección Vdo (Valgalindo), el aragonito se asocia con fisuras y probables niveles de sales disueltas en secuencias de carbonatos laminados parcialmente calcitizados.

El aragonito resalta por su fácil meteorización; su exposición en cortes frescos provoca una rápida alteración a un material blando, pulverulento, y de tacto untuoso (Fig. 7.70).

Los niveles tabulares calcítico/aragoníticos muestran texturas que constan generalmente de una alternancia milimétrica (o micrométrica) entre bandas microesparíticas y bandas pseudoesparíticas/esparíticas, donde el aragonito o pseudomorfos de aragonito se encuentran en asociación con estas últimas (Fig. 7.71). En ocasiones, se distinguen niveles limoso-arcillosos que también se encuentran formando parte de esta

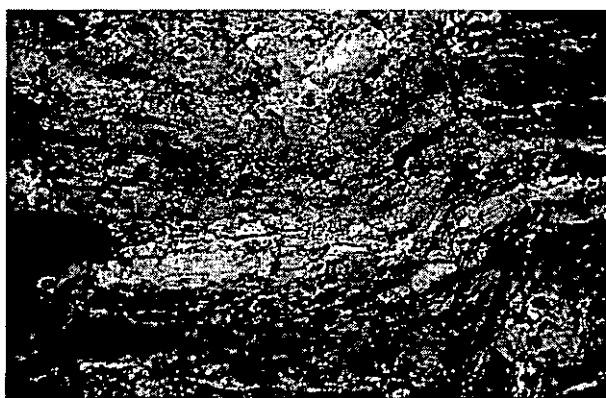


Figura 7.69. Detalle de masas centimétricas irregulares de aragonito.

alternancia. La estructura laminada es muy similar a la descrita con anterioridad para los carbonatos diagenéticos laminados.



Figura 7.70. Material blando, pulverulento, y de tacto untuoso que procede de la alteración de aragonito.

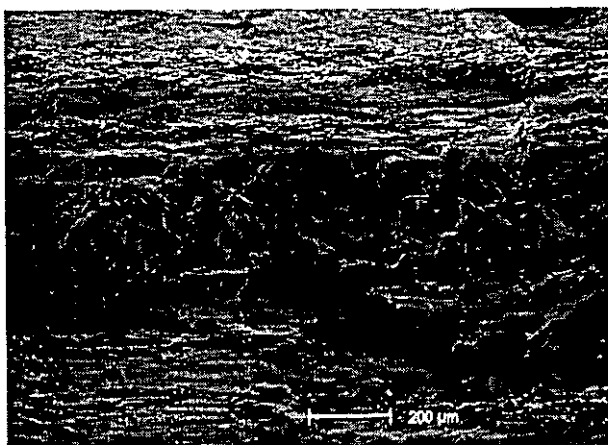


Figura 7.71. Microfotografía de MEB donde se aprecia una alternancia entre bandas de aragonito de hábito laminar-planar y bandas pseudoesparíticas.

Las bandas microesparíticas se componen de mosaicos xenotópicos inequigranulares de cristales de calcita ($25\text{--}30\text{ }\mu\text{m}$) homogéneos, poco porosos, que son el resultado del reemplazamiento de un precursor micrítico, presumiblemente un carbonato magnésico. En determinadas muestras calcítico-aragoníticas se han detectado porcentajes minoritarios de magnesita. Estas bandas se encuentran asociadas con restos vegetales orientados y niveles de limos y arcillas. En ocasiones, las morfologías de los cristales son sub-romboédricas con núcleos anubarrados, que pueden presentarse orientados.

Las bandas pseudoesparíticas-esparíticas se caracterizan por mosaicos cristalinos xenotópicos inequigranulares que carecen de inclusiones, y que pseudomorfizan o guardan fantasmas de láminas con morfologías típicas de anhidrita (y yeso de forma ocasional), y del propio aragonito. En la mayoría de los casos, el aragonito se mantiene aún como relictos, aunque es frecuente una parcial calcitización del mismo. Son abundantes las silicificaciones, en forma de calcedonia, o cristales idiomorfos de cuarzo con relictos de anhidrita.

A menudo, se observa una gradación cristalina con continuidad óptica entre los dos tipos de bandas excepto en los casos en que aprecia la existencia de un *rim* micrítico que las separa delimitando áreas con diferente comportamiento óptico. El aragonito, o en su defecto fantasmas o pseudoamorfos del mismo, ha sido reconocido

fundamentalmente de dos formas: la primera de ellas interpretable como producto de reemplazamiento de anhidrita o, de forma subordinada, de yeso, y una segunda como crecimiento intrasedimentario.

ARAGONITO COMO PRODUCTO DE REEMPLAZAMIENTO DE ANHIDRITA/YESO

En este caso, el aragonito, de hábito fibroso-planar con varios milímetros de longitud, se encuentra contenido en bandas pseudo-esparíticas/esparíticas donde adopta una orientación oblicua-subvertical respecto a la estratificación. Son monocristales tabulares adosados unos a otros y separados por impurezas, que poseen un marcado pseudopleocroismo y que reemplazan láminas completas continuas de morfologías cristalinas cuadrado-rectangulares de anhidrita (Fig. 7.72) o, de forma secundaria, lenticulares-rómbicas de yeso. Los distintos cristales aragoníticos poseen un grosor medio de unas 20 μm . Frecuentemente, los cristales forman agregados, también de morfología planar que se separan por cristales de calcita de morfología subromboédrica (Fig. 7.73). Los cristales tabulares de aragonito pueden proyectarse en las bandas microesparíticas deformándolas. El aragonito, a su vez, puede ser incipientemente reemplazado por calcita. En otros casos, el crecimiento oblicuo de tábulas de aragonito pseudomorfiza micronódulos de anhidrita, quedando una película de óxidos de Fe entre el mosaico microesparítico y el aragonito (Fig. 7.74). Del mismo modo, la calcita puede llegar a reemplazar totalmente



Figura 7.72. Aspecto de los monocristales tabulares adosados de aragonito que reemplazan-pseudomorfizan láminas con morfologías cristalinas cuadrado-rectangulares de anhidrita y lenticulares de yeso (nícoles paralelos; escala = 2 mm).



Figura 7.73. Detalle de cristales tabulares-planares de aragonito separados por cristales de calcita de morfología subromboédrica y parcialmente reemplazados por la misma (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

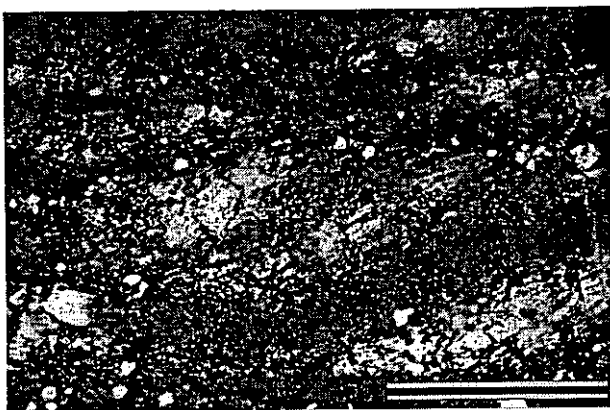


Figura 7.74. Micronódulos de anhidrita, de morfologías elongadas según la horizontal, que se encuentran reemplazados por aragonito de orientación oblicua (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

texturas similares. Texturas con cementos fibroso-aciculares de aragonito han sido encontrados de forma muy local, a favor de fisuras y/o morfologías móldicas de *satinspar* vein de yeso. En MEB, el aragonito aparece como cristales prismático-tabulares de más de 500 μm de longitud que crecen de forma desplazativa entre una masa calcítico-arcillosa (Fig. 7.68). Los cristales forman agregados de más de 1 mm irradiando desde el núcleo o punto central.

ARAGONITO DE CRECIMIENTO INTRASEDIMENTARIO.

En determinados casos, se ha encontrado aragonito con evidencias de un desarrollo intrasedimentario con morfologías fibroso-radiales con un carácter desplazativo-reemplazativo sobre un precursor micrítico. Las terminaciones cristalinas son preferentemente aciculares y, de forma menos frecuente, hexagonales. Se trata de nódulos botroidales con un tamaño comprendido entre las 500 μm y diámetros superiores a los 2 mm. La textura primaria ha sido reemplazada totalmente por un mosaico xenotópico inequigranular de calcita (tamaño cristalino próximo a las 250 μm) de carácter suturado en sectores ricos en inclusiones micríticas. Se conservan fantasmas de los haces cristalinos fibroso-aciculares del aragonito (Fig. 7.75). Excepcionalmente, se han observado pseudomorfos de crecimientos intrasedimentarios desplazativos de aragonito (2,5 mm de longitud) que presentan una marcada orientación oblicua. Los agregados tabulares aragoníticos poseen recrecimientos policristalinos de hábito hexagonal, en ocasiones maclados, que se encuentran rodeados de un *rim* micrítico en contacto con la textura microesparítica del encajante (Fig 7.76). La pseudomorfización del aragonito no es completa, encontrándose aún relictos de las tábulas aragoníticas.



Figura 7.75. Mosaico xenotópico suturado inequigranular de calcita con fantasmas de cristales fibroso-aciculares de aragonito (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

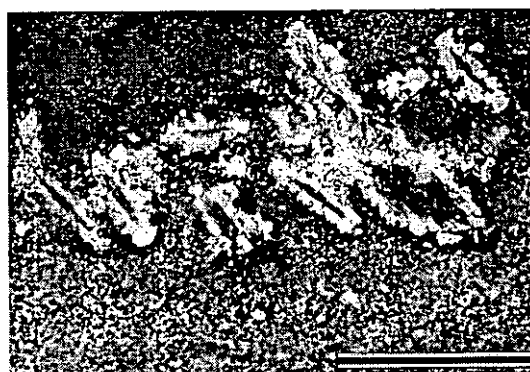


Figura 7.76. Pseudomorfos de aragonito intrasedimentario con recrecimientos policristalinos hexagonales sobre agregados laminares (nícoles paralelos; escala = 2 mm).

Dolomitizaciones (Dolomicroesparita)

Las evidencias de dolomitizaciones en la Cuenca de Calatayud, aunque escasas, se presentan generalmente en los sectores más marginales de las subunidades DM_D-INT o M_D-INT, y parecen características de un proceso de dolomitización local de un precursor micrítico o una recrystalización de una dolomicrita previa. Se han localizado niveles dolomitizados incluidos en series formadas por dolomías deposicionales tanto en el sector Norte de la Sierra de Armantes, como en Orera-Ruesca, Mara o Miedes. Generalmente, su aspecto no se diferencia demasiado del resto de niveles que forman las series donde se incluyen (ver capítulo 5), aunque poseen tonalidades más oscuras, se encuentran recrystalizados, y en ocasiones tienen rasgos de karstificación. También se han observado como niveles aislados de base y techo paralelos (hasta 30 cm), de textura granuda-porosa y color ocre-gris, con gasterópodos y huellas de raíces.

Su reconocimiento puede realizarse como:

- Texturas bioclásticas (básicamente tobas de caráceas) dolomitizadas.
- Texturas de recrystalización-dolomitización, que se encuentran con frecuencia en el sector Norte de Armantes, en relación con el cambio de facies a materiales terrígenos.

Los rasgos de dolomitización se distinguen con mayor facilidad en lámina delgada, donde las texturas principales consisten en mosaicos mesocrystalinos inequigranulares e hipidiotópicos de dolomita (media=20 μm , dolomicroesparitas). Los cristales poseen contactos multifaciales, normalmente, más de 4 contactos con otros cristales adyacentes y su morfología tiende a ser subredondeada. Muchos de los cristales presentan un núcleo anubarrado con posibles acumulaciones de materia orgánica (Fig. 7.77). Las porosidades son muy altas (30-40%), de carácter tanto móldico

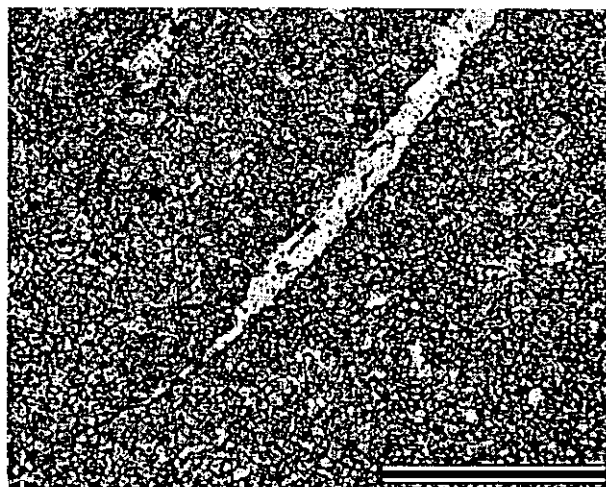


Figura 7.77. Aspecto de un mosaico mesocrystalino inequigranular e hipidiotópico de dolomita (nícoles paralelos; escala = 400 μm).

como intercrystalino, encontrándose frecuentemente óxidos de Fe dentro de los poros. El porcentaje de terrígenos asociado puede superar el 10%, con granos de cuarzo subangulosos de unas 150 μm de diámetro. Se pueden observar moldes muy difusos, poco definidos, de gasterópodos, trazas de bioturbación de raíces, y carofitas. La calcita puede encontrarse presente en los intersticios de la textura porosa dolomicroesparítica.

1. 2. CARBONATOS DIAGENÉTICOS HIPERGÉNICOS

En este apartado se incluyen los carbonatos o calcitizaciones diagenéticas que son producto de una génesis tardía, asociada principalmente con el encajamiento de la red fluvial actual y procesos de meteorización. Normalmente, no forman cuerpos diagenéticos continuos, sino que aparecen de forma muy localizada en series de afinidad evaporítica de la cuenca.

En este apartado se estudian dos casos particulares en que los procesos de reemplazamiento afectan a soportes mixtos yesíferos/magnesíticos y siempre culminan en mayor o menor grado con la génesis de una fase calcítica de sustitución con bajo contenido en magnesio (LMC). Estos casos comprenden procesos de reemplazamiento hipergénico de yeso-calcita, y calcitizaciones de materiales evaporíticos yesífero/magnesíticos.

1. 2. 1. HIPERGÉNESIS DE SERIES SULFATADAS

Gran parte de las series sulfatadas aflorantes de la Cuenca de Calatayud se encuentran en la actualidad sujetas a alteraciones de carácter meteórico relacionadas con infiltración de agua de lluvia y la circulación subsuperficial de aguas meteoricas. Las series sulfatadas poseen una cobertera superficial de alteración-meteorización donde dominan los procesos de disolución y transformación mineral, impidiendo el reconocimiento directo de las fases minerales inalteradas.

Transformaciones minerales como la de anhidrita-glauberita a yeso secundario se producen dentro de esa cobertera superficial; gracias a la información procedente de los diferentes sondeos de prospección salina que se han ubicado en la cuenca, se ha reconocido la existencia de las facies deposicionales sulfatadas bajo espesores de unos 10 m de cobertera superficial. En la Cuenca de Madrid, García del Cura *et al.* (1979) identifican, dentro de una cobertera hipergénica de 40-70 m transformaciones de varias fases salinas a yeso secundario, identificando la presencia de agregados radiales de mesocristales de calcita que aparecen entre cristales de yeso secundario.

En los materiales yesíferos de la Cuenca de Calatayud, la infiltración de aguas superficiales a través de fisuras o la circulación subsuperficial de aguas a través de laderas, provocan la formación de coberteras de alteración irregulares con una potencia que puede alcanzar en algunos sectores hasta 1 m. Estos materiales de alteración se reconocen por su marcado color ocre, su gran porosidad, falta de consistencia y cementación y, sobre todo, por su composición mineralógica calcítica.

La observación en lámina delgada de los materiales yesíferos más superficiales muestra procesos de calcitización preferente a favor de espacios intercristalinos o intercalaciones arcilloso-carbonáticas, es decir, a favor de vías preferentes para la

penetración de fluidos. En general, en materiales homogéneos, se distinguen cristales de calcita sub-romboédrica (morfologías de grano de arroz) de una longitud comprendida entre 100 y 200 μm , que se presentan tanto aisladas como en rosetas. Generalmente, carecen de impurezas, salvo cuando su crecimiento se produce a favor de una intercalación arcilloso-carbonática. En este último caso, los cristales conservan idéntica morfología, pero su tamaño es más reducido (alrededor de 10 μm).

1. 2. 2. CALCITIZACIONES EN SERIES EVAPORÍTICAS EN RELACIÓN CON SISTEMAS DE FRACTURA.

Las secuencias evaporíticas de las unidades Inferior e Intermedia se caracterizan por una marcada red de fracturación a través de las cuales se produce la infiltración de aguas meteóricas y la circulación de aguas subsuperficiales. En los sectores más centrales de la cuenca, resulta evidente la asociación de los procesos de calcitización de sulfatos y/o carbonatos en estrecha asociación con fracturas de diversa entidad. En la figura (Fig. 7.78) se aprecian los efectos de los procesos de calcitización a pequeña escala, originando zonas de infiltración preferencial de aguas que son colonizadas por vegetación herbácea, marcando con claridad el patrón de fracturación de los yesos. En ocasiones, la observación en sección transversal de fracturas en series evaporíticas denota calcitizaciones de carácter parcial controladas por la dirección de flujo preferencial que toman las aguas de infiltración (Fig 7.79).

En este apartado, relacionamos la existencia de fracturas en series evaporíticas con procesos de calcitización de yeso y/o magnesita, que han sido producidos de forma reciente en la cuenca. La observación en detalle de estos procesos constituye una vía para la interpretación de los mecanismos de génesis de los grandes cuerpos diagenéticos de la cuenca.

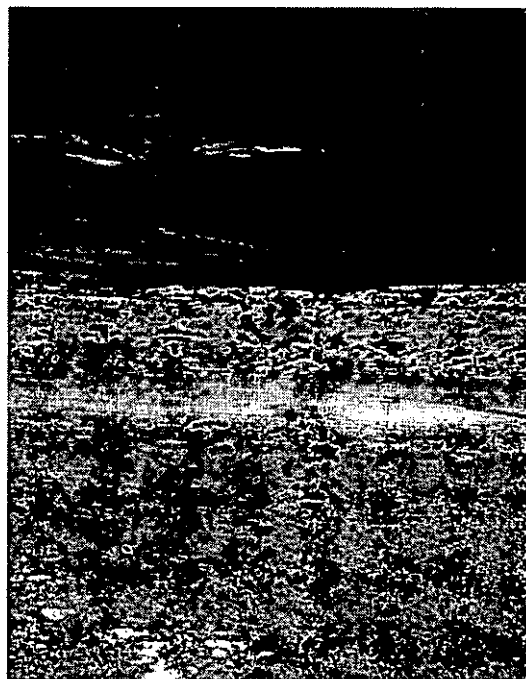


Figura 7.78. Aspecto de campo de una fisura (marcada por vegetación herbácea) en los yesos de Unidad Inferior.

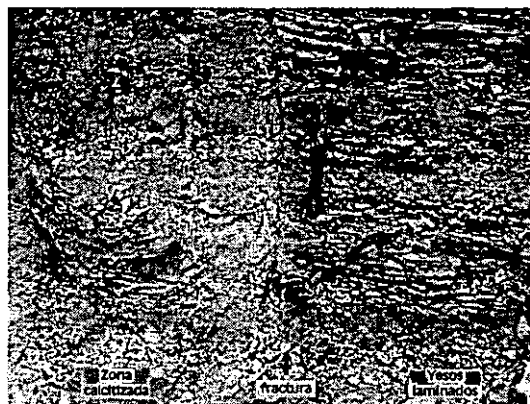


Figura 7.79. Efectos de una calcitización parcial de yesos, controlada por la infiltración y dirección de flujo preferencial a favor de fracturas.

Calcitización centrífuga de secuencias yeso/magnesita

El control que ejercen los sistemas de fracturación en la calcitización de series evaporíticas queda patente en los taludes de la carretera C-202 (km-11) entre las localidades de Calatayud y Munébrega; en este punto se localiza una sucesión de pequeños afloramientos de secuencias evaporíticas de la Unidad Inferior que se encuentran afectadas por una red de fracturación vertical que no provoca desplazamiento alguno, sino que sólo permite la infiltración de aguas meteóricas; en concreto, se localizan tres pequeñas estructuras de colapso y deformación con materiales calcitizados.

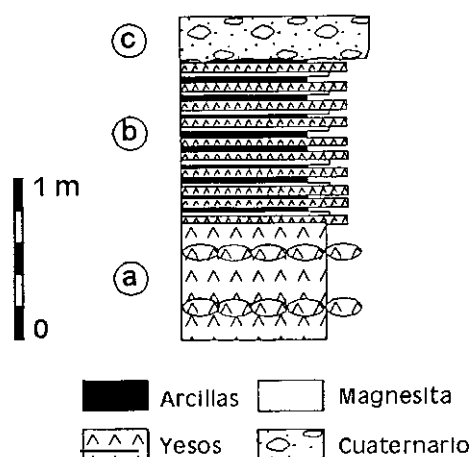


Figura 7.80. Serie esquemática de los afloramientos de la Carr. C-202, km 11.

La sección tipo de este afloramiento posee una potencia de unos 2,50 m, y está formada por tres tramos (Fig. 7.80):

a) Tramo basal de unos 80-90 cm, compuesto por yeso laminado secundario (Subunidad Y_{IN-INF}) procedente de la transformación de anhidrita y que presenta intercalaciones centimétricas (de unos 5 cm) de yeso nodular alabastrino con gran continuidad lateral; la potencia de las láminas individuales oscila entre 1-2 cm, y se encuentran separadas por finos niveles submilimétricos de arcillas y arcillas magnésicas.

b) Tramo medio de aproximadamente 1,20 m de potencia, que se distingue por un aumento en la proporción de terrígenos+carbonato respecto del yeso. Se caracteriza por una alternancia regular de láminas de yeso y láminas arcilloso-magnésicas de aproximadamente 1 cm de espesor.

c) Tramo superior, a techo de los materiales descritos, y sobre una superficie erosiva que afecta al tramo medio. Está formado por depósitos clásticos cuaternarios.

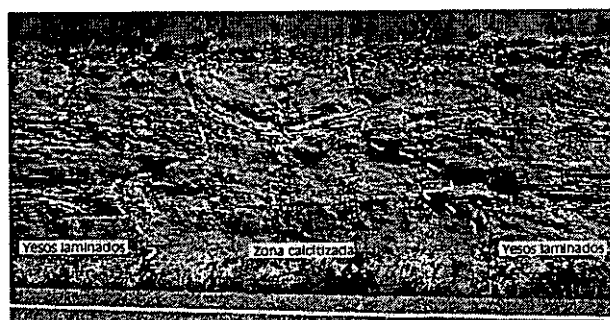


Figura 7.81. Zona de calcitización a partir de una fractura central, que se extiende de forma centrífuga (Carretera C-202, km 11).

En este afloramiento, los materiales evaporíticos se disponen horizontalmente, pudiendo utilizarse como niveles de correlación local las formaciones de yeso nodular del tramo basal. La continuidad lateral de estos materiales se encuentra interrumpida en tres puntos asociados a fracturas de orientación vertical-subvertical (Fig. 7.81). A ambos lados alrededor de las

fisuras se localiza una zona de calcitización que presenta unos límites muy irregulares que se extienden hasta un máximo de 2 m en sentido lateral. El área de influencia de la calcitización presenta claras evidencias de una pérdida volumétrica que se acompaña de una estructura sinforme de colapso y acomodación de los materiales laminados. En una de las fracturas, se localizó un dique de calcita fibrosa con disposición perpendicular de fibras, que guarda una evidente semejanza textural con los *satinspar vein* yesíferos.

Los procesos de calcitización son más evidentes en el tramo medio de la secuencia evaporítica; los límites entre zona calcitizada y no calcitizada son netos. Se aprecia que los niveles enriquecidos en magnesita dentro de los sectores no calcitizados pasan hacia la zona de colapso a niveles tabulares homogéneos de color ocre-pardo de potencia equivalente (alrededor de 1 cm); por su parte, los niveles yesíferos pasan en el mismo sentido a un residuo formado por agregados de cristales calcíticos de morfología sub-romboédrica (grano de arroz), perdiendo potencia e incluso desapareciendo hacia el centro del colapso (Fig 7.82). Por último, los niveles de composición arcillosa quedan inalterados a uno y otro lado del colapso. Se puede estimar una reducción de hasta un 50% en la potencia del tramo afectado por calcitización..

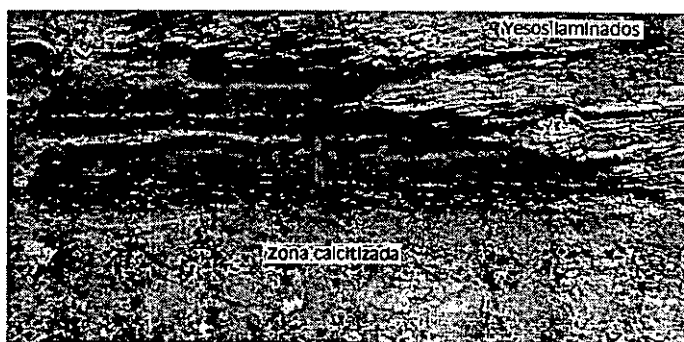


Figura 7.82. Detalle del límite lateral de la calcitización. Los niveles yesíferos pasan hacia el centro del área calcitizada a un residuo formado por agregados de cristales calcíticos de morfología sub-romboédrica (grano de arroz).

El nivel basal, compuesto mayoritariamente de yeso laminado, presenta en el ámbito de la calcitización los efectos de una disolución del sulfato cálcico, donde los distintos niveles laminares y nodulares quedan interrumpidos y solapados por los materiales calcitizados y adaptados del tramo medio (Fig 7.83).

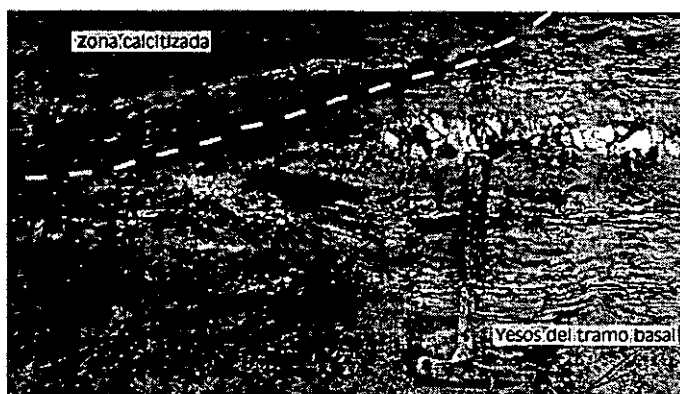


Figura 7.83. Detalle del contacto del nivel basal (con rasgos de disolución) con los materiales calcitizados y adaptados del tramo medio.

Con el objetivo de observar diferencias composicionales y transformaciones mineralógicas en un mismo nivel dentro y fuera del área de calcitización, se realizó un muestreo selectivo de tres niveles de composición arcilloso-magnesítica; en el primer

nivel (N-1) se tomaron tres muestras con una separación máxima de 1 m entre las más distantes. La muestra N-1C pertenece al área calcitizada, la N1C+Y a una zona mixta, y la N-1Y a un sector no calcitizado interlaminado con yesos. En el segundo (N-2) y tercer nivel (N-3) se tomaron sólo pares de muestras entre zona calcitizada y no calcitizada. En la tabla 7.1 se aprecian los resultados de los análisis cuantitativos realizados mediante DRX sobre los tres niveles muestreados.

Tabla 7.1 Composiciones mineralógicas (DRX) de los niveles analizados.

Muestra	Mag	Cal	Yes	Q	Fil	Illitas	Sm	K
N-1C	-	87	-	2	11	6	5	-
N-1C+Y	7	74	-	2	17	10	7	-
N-1Y	90	-	-	-	10	5	5	-
N-2C	Ind	8	-	19	73	46	22	5
N-2Y	5	11	3	19	62	42	16	4
N-3C	-	9	-	21	72	39	30	3
N-3Y	-	11	-	18	72	49	20	3

En el nivel 1, de clara composición carbonática, se aprecia una sustitución transicional de las mineralogías magnésicas por calcita (LMC) conforme nos acercamos al centro del colapso, mientras que el porcentaje en siliciclásticos (cuarzo y arcillas) permanece invariable o constante. Los niveles 2 y 3 se caracterizan por composiciones mayoritariamente arcillosas que reflejan el comportamiento inerte de los siliciclásticos frente a la calcitización. Este efecto puede observarse con mayor nitidez en el nivel-3, mientras que en el nivel 2, que posee pequeños porcentajes de magnesita y calcita, las tendencias no quedan definidas. Del mismo modo, en la tabla 7.2 se muestran los análisis químicos de elementos mayores realizados mediante Fluorescencia de Rayos X de los mismos niveles, con el objetivo de realizar una comprobación de lo avanzado por el análisis semicuantitativo por DRX. mostrándose de la misma forma la gradualidad del proceso de calcitización.

Tabla 7.2. Análisis geoquímicos completos de los niveles estudiados.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	P.C	Total
N-1C	6.42	0.11	2.63	0.04	5.32	47.72	0.62	0.50	0.07	0.93	35.62	99.98
N-1C+Y	12.76	0.11	2.91	0.07	8.08	39.96	0.59	0.50	0.06	0.83	34.12	99.99
N-1Y	9.34	0.14	4.47	0.05	41.16	3.25	0.45	0.54	0.07	1.23	39.25	99.97
N-2C	48.63	0.60	15.47	0.05	10.35	3.35	0.40	3.19	0.16	6.21	11.54	99.96
N-2Y	48.23	0.58	15.61	0.05	10.24	3.49	0.61	3.44	0.14	6.36	11.23	99.99
N-3C	45.64	0.58	13.64	0.03	10.99	4.66	0.08	3.77	0.10	7.19	13.28	99.97
N-3Y	46.96	0.53	14.41	0.03	12.24	3.67	0.58	2.99	0.09	5.63	12.87	99.99

En el nivel 1, se aprecian con claridad las tendencias más importantes en cuanto a una reducción del MgO hacia la zona de calcitización a la vez que aumenta el porcentaje en CaO. La suma de los óxidos de MgO+CaO no permanece constante en las diferentes muestras de un mismo nivel. Por contra, pueden observarse oscilaciones en la pérdida de calcinación, y porcentajes de $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ que indican una heterogeneidad del nivel muestreado en cuanto al contenido en siliclásticos. También se reflejan tendencias hacia una disminución del hierro total de las muestras hacia la zona calcitizada. Tendencias similares, aunque no tan evidentes pueden apreciarse en el Mn y el Ti. En los niveles 2 y 3 se aprecian los efectos de la calcitización sobre láminas de composición básicamente arcillosa con análisis químicos de mayores muy similares que reflejan la invariabilidad de las fases minerales silicatadas frente a los procesos de carbonatación.

A modo de conclusión dentro de este apartado, se observó un comportamiento diferencial de los materiales de naturaleza magnesítica y yesífera frente a los procesos de calcitización; en el primero de los casos, y sirviendo como introducción del siguiente epígrafe, se constatan procesos de reemplazamiento magnesita/calcita, mientras que el yeso presenta rasgos de disolución/calcitización parcial más evidentes hacia el centro de las estructuras, que se corresponden con una pérdida volumétrica y su sustitución por agregados de cristales de calcita de morfología sub-romboédrica. El análisis detallado, apoyado por datos isotópicos de los procesos de reemplazamiento magnesita/calcita, petrografía convencional y microscopía electrónica de barrido, se acomete en el siguiente apartado.

Calcitización preferente de magnesita en series evaporíticas

Dentro del apartado de carbonatos diagenéticos, se han comentado los reemplazamientos de precursores dolomíticos y magnesíticos producidos en etapas tempranas. La comprensión de la existencia de grandes espesores de carbonatos diagenéticos necesita de una observación a pequeña escala de los procesos de calcitización de carbonatos magnésicos, así como de su modelización. En series evaporíticas de la Unidad Inferior cercanas a la llanura aluvial del Río Jalón, ha sido posible estudiar en detalle procesos de reemplazamiento mineral magnesita-calcita (Fig 7.84). Estos han sido producidos tras la exhumación y exposición de las series evaporíticas en relación con el encajamiento de la red fluvial, y circulación de aguas meteóricas a favor de una desarrollada red de fracturas.



Figura 7.84. Detalle de una lámina de magnesita afectada por un proceso de calcitización.

En distintos afloramientos de la cuenca, resulta común la existencia de capas de magnesita (o arcillas-margas magnesíticas) pasando lateralmente a litologías calcílicas (micro-pseudoesparita) (Fig 7.84), reflejándose en un marcado cambio textural (mayor compacidad y reducción de porosidad) y cromático, desde tonalidades blancas-grises a ocre. La transición lateral entre ambas fases minerales es relativamente brusca, en el espacio de unos pocos centímetros, o incluso de forma totalmente neta (Fig 7.85).



Figura 7.85. Detalle de un contacto neta entre magnesita (a la izquierda) y calcita (a la derecha).

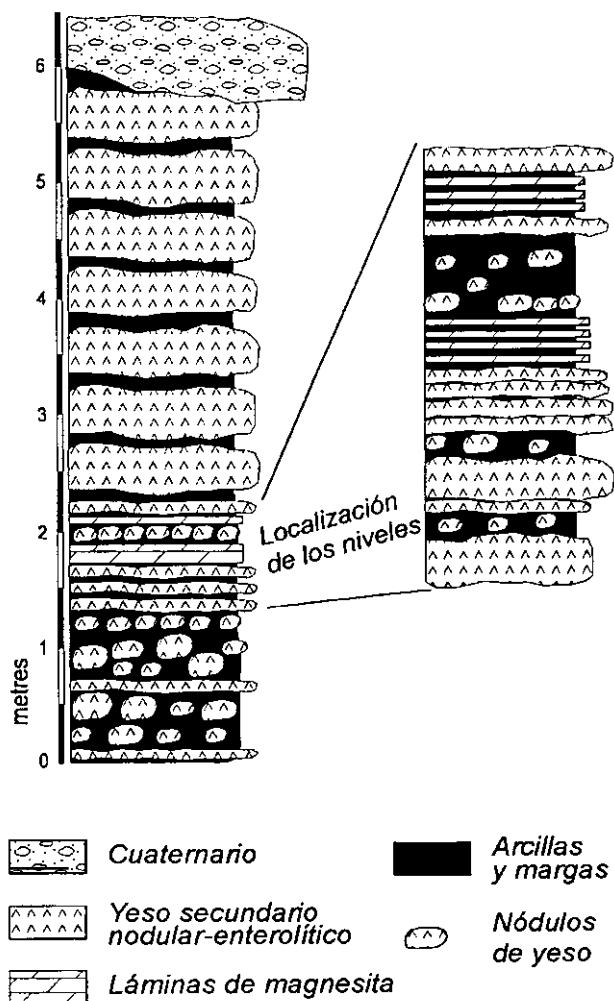


Figura 7.86. Sección esquemática del Asador San Ramón (SR) con localización de los niveles estudiados.

Para el estudio de los procesos de reemplazamiento en condiciones hipergénicas, se realizó un muestreo detallado correspondiente a 2 láminas de aproximadamente 1 cm de grosor que presentaban una transición lateral brusca desde magnesita a calcita. Estas láminas magnesita/calcita se encuentran formando parte de secuencias evaporíticas de Unidad Inferior en el área del Asador San Ramón, cercano a la Ciudad de Calatayud, y adyacente a la llanura aluvial del Río Jalón. Las secuencias quedan compuestas por algo más de 6 m de una alternancia de magnesitas, arcillas y niveles de yeso secundario de estructura enterolítica, generados a partir de anhidrita y glauberita, que presentan a techo materiales fluviales de edad cuaternaria pertenecientes a las terrazas aluviales del Río Jalón (Fig. 7.86).

Los análisis de Difracción de Rayos X realizados sobre los materiales estudiados muestran composiciones fundamentalmente carbonáticas (70-98%) y arcillas (0-27%), y pequeños porcentajes de cuarzo (0-5%) y yeso (0-2%) (Tabla 7.3); además, también se detectaron agregados cristalinos de óxidos de hierro y manganeso en una observación bajo MEB.

Tabla 7.3. Datos mineralógicos e isotópicos de las dos láminas analizadas (SR1 y SR2) en la sección de San Ramón. La composición mineral está expresada en %, y las relaciones isotópicas en ‰ con referencia PDB. Mag: magnesita; Cal: calcita; Fil: arcillas; Q: cuarzo, y Yes: yeso.

	MINERALOGÍA						MgCO ₃ (mol %)		magnesita		calcita	
Muestra	Mag	Cal	Fil	Q	Yes	mag/cal	magnesita	calcita	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
SR1-1	82	0	16	2	0	1	95	-	4.9	-7.3	-	-
SR1-2	88	0	10	2	0	1	94	-	4.4	-7.1	-	-
SR1-3	60	10	27	3	0	0.85	94	4.6	3.4	-6.5	-5.4	-6.9
SR1-4	52	24	19	3	2	0.6	95	4.6	1.8	-6.6	-5.4	-6.9
SR1-5	34	52	12	2	0	0.4	94	3.0	1.3	-6.8	-5.5	-6.7
SR1-6	26	61	10	2	1	0.3	94	5.0	0.1	-6.8	-4.8	-5.3
SR1-7	29	68	0	2	1	0.3	92	3.0	0.0	-6.8	-5.2	-5.9
SR1-8	14	81	0	5	0	0.15	95	5.0	-1.6	-7.1	-4.6	-5.2
SR2-1	93	0	5	2	0	1	93	-	3.6	-7.9	-	-
SR2-2	89	0	9	2	0	1	93	-	4.2	-8.1	-	-
SR2-3	40	48	9	3	0	0.45	92	4.6	1.0	-7.4	-5.3	-6.4
SR2-4	28	53	15	4	0	0.35	93	4.6	0.9	-7.2	-4.7	-4.0

La fracción arcillosa, como en gran parte de las lutitas ligadas a los sistemas evaporíticos, está mayoritariamente compuesta de illita, esmectita magnésica, y caolinita. En las dos láminas analizadas, las únicas mineralogías carbonáticas presentes son magnesita y calcita en proporciones relativas variables, mientras que no se encontraron indicios de dolomita. Las dos láminas muestran una transición lateral en un intervalo de pocos centímetros que se refleja en las proporciones relativas de magnesita y calcita, presentándose variaciones desde composiciones puras magnésicas (más de un 80% en magnesita) hacia términos progresivamente enriquecidos en calcita (Fig 7.87a). Los porcentajes de terrígenos se mantienen aparentemente constantes a uno y otro lado de la transición.

El contenido molar en MgCO₃ de las magnesitas analizadas oscila entre un 92 y un 95% (promedio de 93.6%), mientras que las calcitas se caracterizan por una baja concentración en magnesio con un contenido molar de MgCO₃ entre 3 y 5% (Tabla 7.3), estableciéndose un valor medio de 4,3% que queda prácticamente en el límite establecido de 4 mol% MgCO₃ entre calcitas de bajo y alto contenido en magnesio, si bien no pueden ser consideradas como calcitas típicas de alto contenido en magnesio (Tarutani *et al.*, 1969).

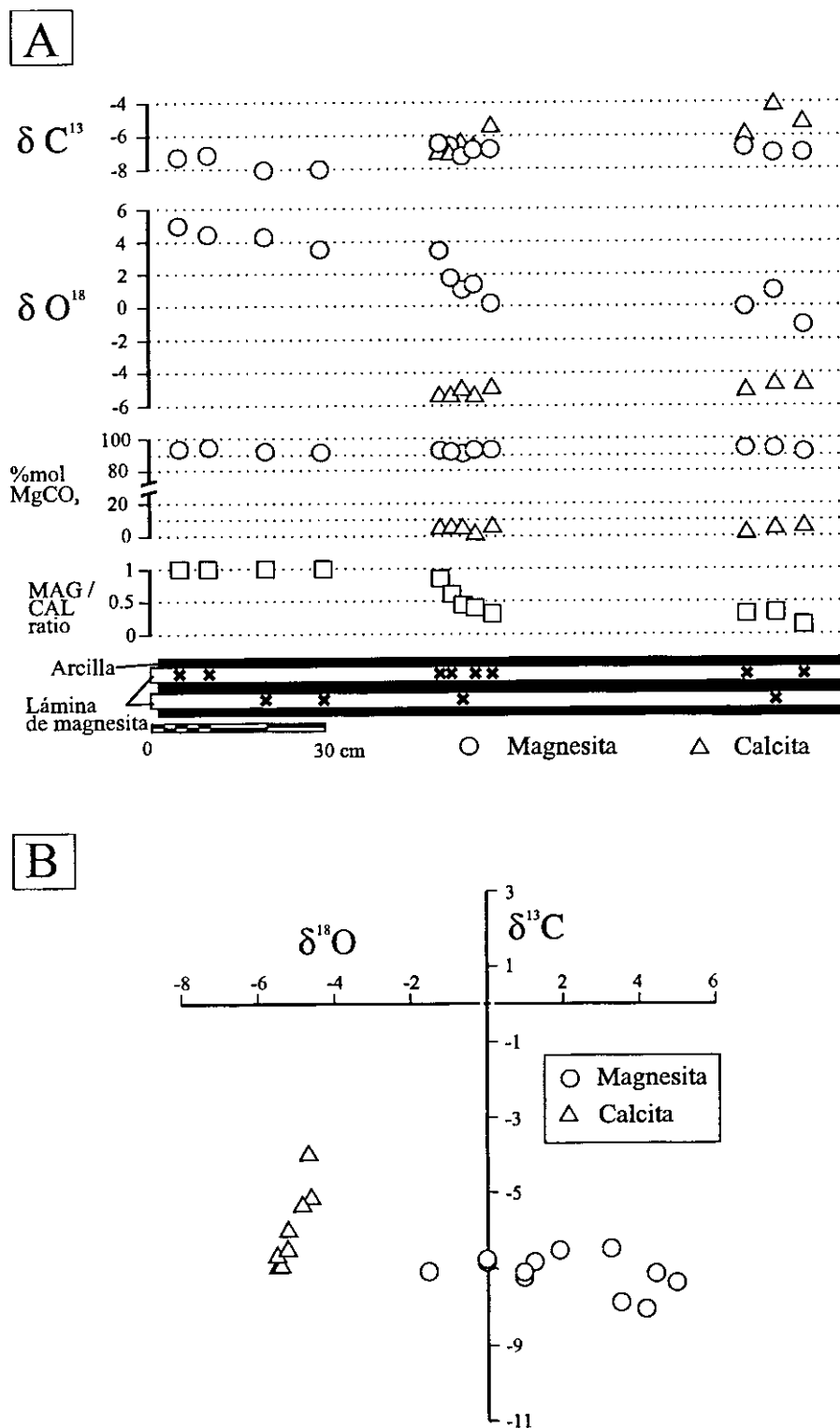


Figura 7.87. a) Dibujo que representa la posición relativa de las muestras, así como sus composiciones mineralógicas e isotópicas en las dos láminas analizadas. b) Gráfico con las relaciones isotópicas del oxígeno y carbono de magnesita y de calcita de las dos láminas analizadas.

ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LAS MAGNESITAS Y CALCITAS

En lámina delgada, la magnesita y los términos enriquecidos en magnesita presentan un carácter masivo; sólo puede apreciarse en algunos casos una laminación muy difusa marcada por lineaciones de limos y arcillas junto con algunos restos vegetales orientados.

El examen de las magnesitas más puras bajo MEB muestra mosaicos homogéneos idiotópicos-hipidiotópicos que se componen de cristales subhedrales a romboédricos con un tamaño que oscila entre 1 y 3 μm (Fig. 7.88a).

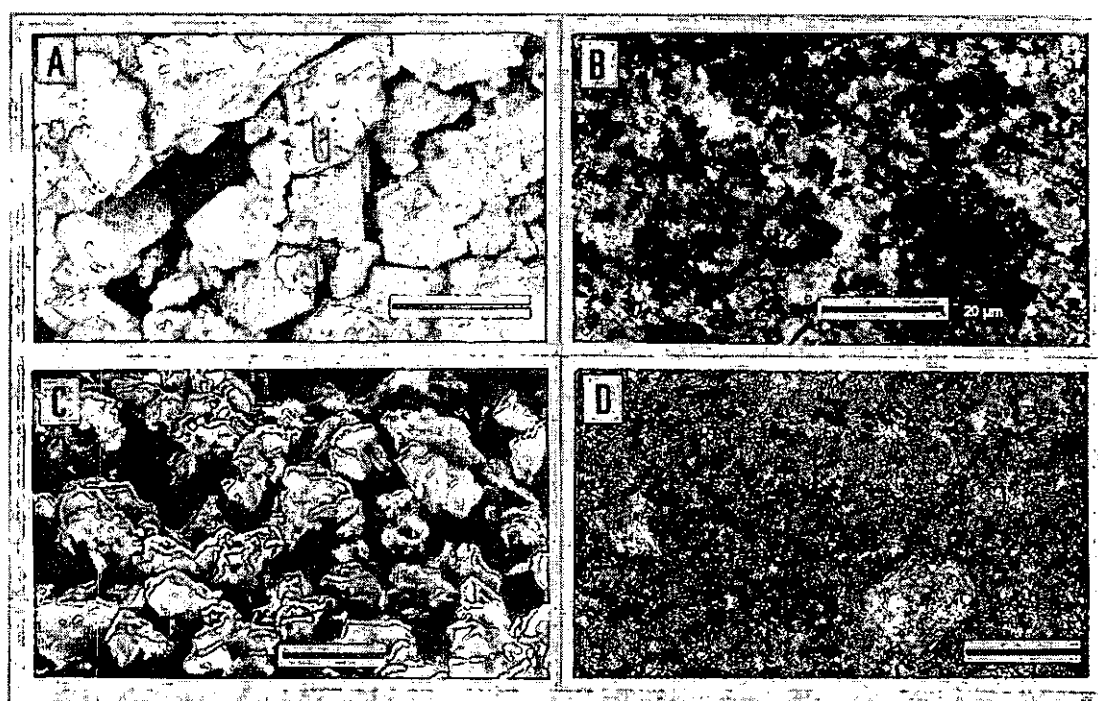


Figura 7.88. A) Mosaico idiotópico de cristales de magnesita en las muestras composicionalmente más puras de magnesita. Escala = 2 μm . B) Imagen de MEB con electrones retrodispersados donde se muestra la magnesita (color gris oscuro) dentro de la pseudoesparita (gris claro). Escala = 20 μm . C) Cristales de magnesita en muestras de composición mixta. Se observan dos tipos de cristales: anhedrales y euhedrales a subeuhedrales, como en las muestras de magnesita pura. Escala = 5 μm . D) Microfotografía en lámina delgada (nícoles paralelos) de la pseudoesparita. Escala = 150 μm .

Las muestras con composiciones mixtas observadas mediante imagen de electrones retrodispersados de alta resolución permite la diferenciación de un mosaico pseudoesparítico de calcita que posee inclusiones micríticas, a modo de núcleos anubarrados que guardan posibles fantasmas de cristales cuadrado-rectangulares de anhidrita (Fig 7.88b). El examen de muestras de composición carbonática mixta en superficies frescas e inalteradas permite la diferenciación de dos tipos principales de morfologías magnésíticas:

- a) cristales euhedrales a subhedrales, muy similares en forma y tamaño a los presentes en muestras de magnesita composicionalmente pura (Fig. 7.88a).
- b) cristales anhedrales de tendencia tabular-planar con tamaños comprendidos entre 1 y 5 μm que forman agregados policristalinos de unas 10 μm de diámetro (Fig. 7.88c).

La observación de imágenes de electrones retrodispersados junto con los análisis realizados con EDS muestran que tanto la magnesita perteneciente a muestras puras, como la existente en términos de mezcla carbonática son composicionalmente homogéneas, sin que pueda ser observado ningún tipo de zonado cristalino.

Por otra parte, las calcitas consisten de un mosaico denso micro-pseudoesparítico compuesto de cristales de morfología anhedral que poseen un amplio rango de variación de tamaños entre 10 a 100 μm (Fig. 7.88d). Estas texturas se caracterizan por una gran abundancia de inclusiones micríticas y cristalinas, usualmente en forma de óxidos de hierro (Fig. 7.89) o materia orgánica, además de la común presencia de rosetas de sílice, o relictos y pseudomorfos de anhidrita/yeso. Asociada a estas texturas, se ha observado una disminución de la porosidad respecto del precursor micrítico-magnesítico.

La composición química de la magnesita pura fue determinada mediante EDS, con un promedio de $\text{Mg}_{0.91} \text{Ca}_{0.06} \text{Mn}_{0.01} \text{Fe}_{0.02} \text{CO}_3$ (media de 6 análisis). La composición elemental de la magnesita euhedral en términos de mezcla magnesítico-calcíticos es muy similar a la de las más puras con un promedio de $\text{Mg}_{0.905} \text{Ca}_{0.055} \text{Mn}_{0.017} \text{Fe}_{0.018} \text{CO}_3$ (media de 8 análisis). Sin embargo, las magnesitas anhedrales muestran composiciones que presentaban valores más bajos de Ca, Fe y Mn ($\text{Mg}_{0.967} \text{Ca}_{0.03} \text{Mn}_{<0.002} \text{Fe}_{<0.002} \text{CO}_3$, $n=5$)

COMPOSICIONES ISOTÓPICAS DE CARBONO Y OXÍGENO

El análisis isotópico fue restringido a los dos niveles de calcitización observados realizándose un muestreo detallado (12 muestras) en el espacio de unos pocos centímetros (Fig 7.87b). El valor medio obtenido para el $\delta^{18}\text{O}$ de las calcitas correspondientes a las dos capas estudiadas es de 5,1‰ con un rango de oscilación entre 4,6 a 5,5‰. Las magnesitas mostraron valores de $\delta^{18}\text{O}$ más altos y más variables (4,9 a -1,6‰) con un valor medio de 2‰ (Fig. 7.92). Estos valores son similares a la señal isotópica que presentan otras magnesitas de la cuenca. En este sentido, los valores obtenidos coinciden con los valores isotópicos de otras magnesitas sedimentarias en ambiente evaporítico analizadas en la bibliografía (ver Kralik *et al.*, 1989). Existe una buena correlación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las magnesitas y la relación magnesita/calcita de las muestras ($r=0,95$) (Fig 7.87a) donde las composiciones isotópicas más pesadas se corresponden con los términos más ricos en magnesita. Por el contrario, la correlación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita y la relación magnesita/calcita presentan un nivel de correlación moderado ($r=0,70$).

Por otra parte, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las magnesitas presentan una media de -7,1‰, con un rango de oscilación de -6,5 a -7,9, mientras que las calcitas poseen un valor medio de -5,9‰ con una variación más amplia desde -4 a 6,9 (Fig 7.87a). La comparación con otras muestras de magnesita de la Unidad Intermedia de la cuenca, esto es, algo más modernas, mostró valores de $\delta^{13}\text{C}$ más pesados para estas últimas.

1. 3. DISCRIMINACIÓN GEOQUÍMICA (ELEMENTAL-ISOTÓPICA) DE LITOFACIES CARBONÁTICAS DEPOSICIONALES Y DIAGENÉTICAS

En este apartado se pretende llevar a cabo una caracterización geoquímica (elementos mayores y isótopos estables) de los carbonatos diagenéticos de la Unidad Intermedia miocena de la Cuenca de Calatayud. Estos materiales han sido caracterizados previamente mediante criterios litológicos y petrográficos.

1. 3. 1. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES.

Se han realizado análisis completos de elementos mayores de los carbonatos diagenéticos correspondientes a la Unidad Intermedia de la cuenca, quedando representadas en la Fig. 7.90 las relaciones entre distintos elementos que mejor discriminan a los carbonatos diagenéticos del resto de litofacies carbonatadas de la cuenca (ver capítulo 5) (Na+K/Mg, Fe/Mg, Mn/Mg, Mn/Fe, Mn/Na+K, Na+K/Mn).

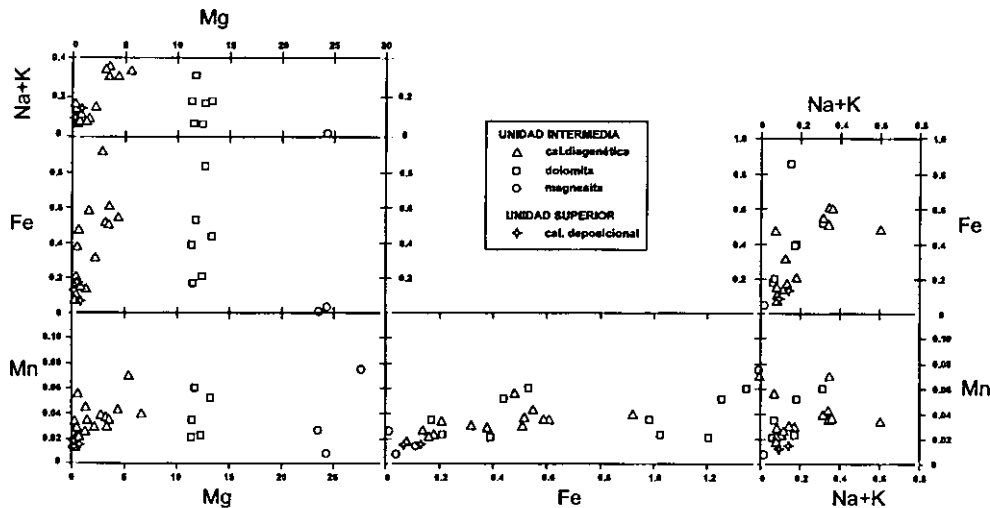


Figura 7.90. Gráfico multifuncional con composición geoquímica elemental (mayores) de las diferentes litofacies carbonatadas de la Cuenca de Calatayud.

Las relaciones de Na+K, Fe y Mn con respecto al Mg son las que mejor discriminan los diferentes grupos litológicos de la cuenca, como se puede observar en la primera columna del gráfico, diferenciándose con claridad las calcitas (deposicionales y

diagenéticas) de las dolomitas y magnesitas. En este sentido, dentro del grupo de calcitas, se representan las calcitas deposicionales (procedentes de la Unidad Superior) y las calcitas diagenéticas (procedentes de la Unidad Intermedia). Las calcitas de Unidad Superior, junto con algunas de las muestras de carbonatos diagenéticos reflejan los valores más bajos en Na, K, Fe, Mn y Mg del total de las muestras. Los carbonatos diagenéticos poseen un alto rango de dispersión, diferenciándose a grandes rasgos dos grupos; un primer grupo, con valores muy similares a los de las calcitas de la Unidad Superior, y un segundo grupo, algo más disperso, en función de unos contenidos mayores en los elementos citados. En la segunda columna, el enfrentamiento de los valores de Fe y Mn, éste último elemento no aparece como un efectivo discriminador, aunque se observa con nitidez que existe un grupo de dolomitas que son las que presentan los valores más altos de Fe, mientras que se diferencia un amplio grupo con valores medios de Fe formado por carbonatos diagenéticos y dolomitas. Por último, los valores más bajos corresponden a las magnesitas y calcitas de Unidad Superior. En la tercera columna, se enfrentan los valores de Na+K/Fe y Na+K/Mn, donde de nuevo, los valores más bajos corresponden a las magnesitas, calcitas de Unidad Superior y alguna de las dolomías y carbonatos diagenéticos., mientras que existe un mayor grado de dispersión para el resto de las muestras de carbonatos diagenéticos y dolomitas.

1. 3. 2. ISÓTOPOS ESTABLES.

Las calcitas diagenéticas de la Cuenca de Calatayud (Tabla 7.4) han sido muestreadas de forma sistemática en las secciones estratigráficas *Mar 2* y *Mar 3*, en un estudio de detalle en la zona de Asador San Ramón (SR) y, de forma parcial en las secciones *Vel-2*, *Mal*, y en puntos aislados de la cuenca. Presentan unos valores de δO^{18} comprendidos entre -4 y -8, y de δC^{13} , entre -3,5 y -8,5 (Fig 7.91).

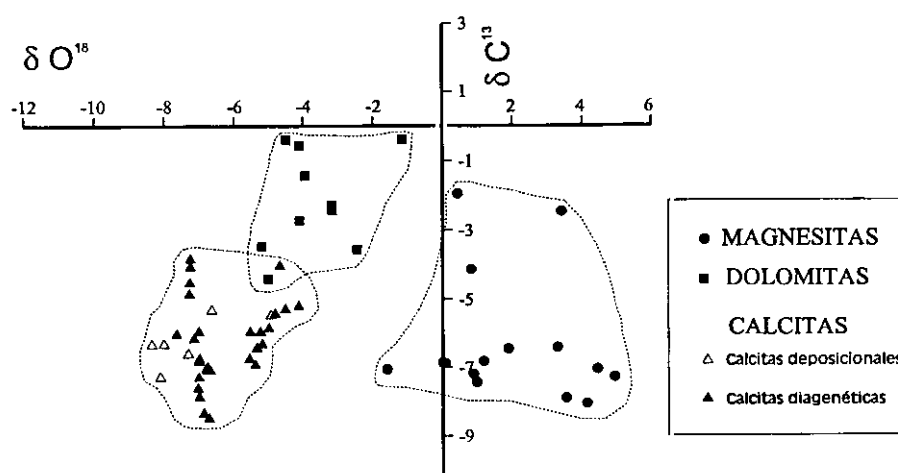


Figura 7.91. Representación gráfica de las relaciones isotópicas de O y C de los cuatro grandes grupos de litofacies carbonáticas, magnesitas, dolomitas, calcitas deposicionales y calcitas diagenéticas.

Dentro de este grupo, a su vez, pueden discriminarse dos subgrupos, diferenciados básicamente por la señal del $\delta^{18}\text{O}$; como veremos en el apartado de interpretación, esta divergencia se produce como consecuencia de los diferentes procesos que han dado lugar a su origen.

Tabla 7.4. Composiciones isotópicas de Carbono y Oxígeno en carbonatos de origen diagenético

Muestra	Descripción	Cal	Dol	Mag	Yes	Cel	Fil	Q	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Mar-2.5	Carbonato con yeso lenticular	32			9		22	37	-7,38	-4
Mar-2.7A	Carbonato laminado	88				9		3	-7,36	-4,41
Mar-2.7B	Carbonato laminado con pseudomorfo de yeso	89				9		2	-7,4	-4,77
Mar-2.9	Carbonato masivo con pseudomorfo	92				8			-7,15	-6,12
Mar-2.11	Carbonato finamente laminado	65					25	10	-7,64	-6,05
Mar-2.13	Carbonato peloidal	97						3	-6,93	-6,07
Mar-2.14	Carbonato laminado	97						3	-6,87	-8,31
Mar-2.15	Carbonato laminado	77	20					3	-6,7	-8,44
Mar-2.16	Carbonato nodular	98						2	-7,08	-6,7
Mar-2.18	Carbonato laminado	77	21					2	-7,1	-7,59
Mar-2.20	Carbonato masivo	100							-6,81	-7,01
Vel-2.2	Carbonato tabular	90				10			-7,33	-3,77
Vel-2.5	Yeso nodular reemplazado	99						1	-6,95	-7,7
Vel-2.6	Carbonato laminado	85	13					2	-6,84	-7,1
Mar-3.11	Dolomía pulvulenta	18	80					2	-4,17	-5,18
Mar-3.12	Carbonato recristalizado	92	5					3	-7,02	-6,83
Mar-3.14	Doloesparita	17	82					1	-4,98	-5,84
Mar-3.15	Dolomicrita con pseudomorfo de yeso	56	42					1	-7,03	-7,15
Mar-3.18	Carbonato laminado	100							-6,77	-6,94
Kar-1	Lámina magnesita calcitizada	87					11	2	-5,74	-5,93
SR1-3	Lámina de magnesita-calcita entre niveles de yeso nodular	10		60			27	3	-5,4	-6,9
SR1-4	"	24		52	2		19	3	-5,4	-6,9
SR1-5	"	52		34			12	2	-5,5	-6,7
SR1-6	"	61		26	1		10	2	-4,8	-5,3
SR1-7	"	68		29	1			2	-5,2	-5,9
SR1-8	"	81		14				5	-4,6	-5,2
SR2-3	"	48		40			9	3	-5,3	-6,4
SR2-4	"	53		28			15	4	-4,7	-4,0

2. INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES DE CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

En el apartado anterior se ha realizado una descripción de las texturas de reemplazamiento mineral que han sido localizadas en diferentes sectores de la cuenca, generadas tanto en etapas tempranas, como en relación con procesos hipergénicos. La importancia de estos últimos reside en que pueden servir como base para una comprensión de los procesos diagenéticos ocurridos a lo largo de la evolución neógena de la cuenca.

Aunque existen diferencias importantes en el tipo de precursor, en la localización paleogeográfica, o en el momento de la génesis de los distintos grupos de carbonatos diagenéticos, también existen una serie de convergencias de carácter textural, por lo que realizamos una interpretación genética a este nivel.

Gran parte de la estructura de los carbonatos diagenéticos de la cuenca es laminada, procedente de la transformación a calcita de precursores que constan de una alternancia sulfatado cálcico/carbonatado magnésico. En la siguiente interpretación se asocian los procesos de reemplazamiento/pseudomorfización de sulfatos con microtexturas pseudoesparíticas-esparíticas, mientras que los procesos de dedolomitización y de demagnesitización se asocian con texturas fundamentalmente microesparíticas. Asimismo, se interpretan las texturas de cristales sub-romboédricos como claros indicativos de reemplazamiento directo de sulfato cálcico a calcita, mientras que microtexturas como son las calcitas fibrosas y las calcitas suturadas lo son de la transformación a calcita de una dolomicrita.

Se trata con especial énfasis la existencia de celestina y de diferentes tipos silíceos acompañando a los carbonatos diagenéticos, ya que aportan datos sobre el mecanismo de calcitización y los materiales precursores de la misma. Por otra parte, se estudian otros reemplazamientos minerales (sulfato-aragonito y transformación polimórfica a calcita, y dolomitización) que aunque tienen lugar a menor escala, pueden ser importantes en la interpretación de litofacies diagenéticas así como en reconstrucciones paleoambientales.

2. 1. MECANISMOS DE CALCITIZACIÓN

2. 1. 1. PROCESOS DE REEMPLAZAMIENTO DE SULFATOS

Generalmente, en el registro sedimentario, la composición de los carbonatos formados por reemplazamiento de fases sulfatadas puede consistir en calcita, aragonito, dolomita, ankerita o magnesita, siendo la primera de ellas la más abundante (Rouchy, 1987). Gran parte de las referencias bibliográficas sobre carbonatos formados por

reemplazamiento de secuencias evaporíticas, corresponde a formaciones marinas o a los productos que forman la montera de diapiros salinos (Dessau *et al.*, 1962; Kirkland y Evans, 1976; McKenzie, 1985; Pierre y Rouchy, 1988; Youssef, 1989), o incluidos en secuencias sedimentarias antiguas (Tucker, 1978; Bell, 1989; Anadón *et al.*, 1992). Entre las descripciones más detalladas de carbonatos de reemplazamiento de sulfatos en secuencias evaporíticas destacan los trabajos de Pierre y Rouchy (1988) y Rouchy *et al.* (1985) en el Mioceno Medio del Golfo de Suez, así como Davies y Kirkland (1970) y Kirkland y Evans (1976) en la Formación Castile del Pérmico de Texas y Nuevo México, donde han descrito potentes tramos de carbonatos secundarios. Una gran parte de la bibliografía existente expone los procesos de reemplazamiento de sulfatos (yeso y anhidrita básicamente) por calcita, que pueden producirse mediante dos mecanismos diferentes (Pierre y Rouchy, 1985, 1988; Rebelle, 1987):

a) Disolución de sulfatos por aguas bicarbonatadas.

Esta disolución tiene lugar según la reacción siguiente, resultando en la formación de calcita:



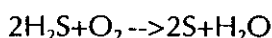
El origen del ión bicarbonato puede estar en relación con la puesta en solución de CO_2 atmosférico, oxidación de compuestos orgánicos, o por fermentación bacteriana o descarboxilación termal de la materia orgánica. En este sentido Wigley (1973) demostró teóricamente que, debido al efecto del ión común, las aguas subterráneas que circulan a través de materiales enriquecidos en Ca y que posteriormente lo hacen a través de sedimentos evaporíticos, pueden llegar a disolver yeso precipitando calcita simultáneamente. Este mecanismo ha sido corroborado por diversos autores para ejemplos de reemplazamiento de yeso en sistemas subterráneos someros, donde las aguas están cargadas en bicarbonatos (Pierre y Rouchy, 1985; Rebelle, 1987; Anadón *et al.*, 1992).

b) Reducción bacteriana de sulfatos en sedimentos enriquecidos en materia orgánica.

En este caso, el proceso tiene lugar según la siguiente reacción:



El proceso de sufatorreducción bacteriana se ve favorecida en depósitos laminados ricos en materia orgánica, o en contacto con hidrocarburos. Este proceso, por lo general, desemboca en la génesis de azufre nativo en sistemas cerrados por oxidación de ácido sulfhídrico según la siguiente expresión:



Esta oxidación puede producirse tanto por actividad bacteriana como por reacción con oxígeno molecular disuelto. En este sentido, Neev y Emery (1967) han comprobado la existencia de estos últimos procesos en ambientes modernos confinados, como es el Mar Muerto.

Rouchy (1987) estima que en una transformación mol a mol de sulfato cálcico en calcita, se produce una reducción volumétrica importante, cifrada en un 20% en el caso anhidrita-calcita, y en un 50% en el de yeso-calcita. Las variaciones de volumen son responsables de un aumento de la porosidad de la roca, así como de fenómenos de colapso y brechificación a escala general. Rouchy (1987) presenta varios criterios de identificación de materiales formados por reemplazamiento de sulfato por carbonato, que han sido aplicados a los carbonatos de origen diagenético de la Cuenca de Calatayud:

- a) Preservación en los carbonatos de reemplazamiento de relictos del precursor sulfatado, como cuarzos autigénicos, o existencia de ciertas variedades silíceas (cuarzo bipiramidal, cuarcina, lutcina...) características de medios sulfatados.
- b) Preservación de morfologías cristalinas o de estructuras sedimentarias características de los precursores sulfatados.
- c) Rasgos característicos del carbonato diagenético, como la eliminación de estructuras sedimentarias del precursor sulfatado y el reconocimiento de diversas fases superpuestas de reemplazamiento.

Interpretación de las texturas

Durante la descripción de los diferentes tipos de carbonatos diagenéticos hemos asociado la existencia de texturas pseudoesparíticas-esparíticas con el reemplazamiento-pseudomorfización de sulfatos cálcicos. Estas texturas van muy ligadas a texturas microesparíticas en los carbonatos diagenéticos más abundantes (carbonatos laminados) por lo que, en próximos apartados, realizaremos una interpretación conjunta de su génesis.

Asimismo, si bien en las texturas pseudoesparíticas-esparíticas puede resultar complejo determinar un carácter de reemplazamiento o pseudomorfización de sulfatos en función de las relaciones geométricas entre diferentes fases cristalinas, consideramos que la textura más típica e indicativa de una calcitización directa de sulfatos es la de cristales sub-romboédricos, tanto en series sometidas a alteración hipergénica, como en materiales diagenéticos tempranos:

CRISTALES SUB-ROMBOÉDRICOS

En gran parte de los carbonatos diagenéticos de la Cuenca de Calatayud (exceptuando el sector con carbonatos brechoideos de la Subunidad CB_{py}-INT) y en la cobertera de alteración de secuencias yesíferas, se han encontrado morfologías de

calcitas sub-romboédricas (cristales con morfología de grano de arroz), que pueden presentarse como cristales limpios o bien con anubarramientos en su núcleo. En algunos casos, en contextos similares se encontraron cristales con morfologías más idiomorfas, incluso romboédricas.

En todas nuestras observaciones, el desarrollo de estas morfologías parece estar ligado con el reemplazamiento directo de evaporitas (yeso y anhidrita) por calcita. En los carbonatos diagenéticos laminados, estos cristales forman parte de las bandas claras (pseudoesparíticas-esparíticas, por reemplazamiento de láminas de evaporitas), generalmente como un agregado poco compacto de cristales que da lugar a una gran porosidad. En ocasiones, la matriz micrítica carbonatado-magnésica precursora aparece igualmente reemplazada por cristales de morfologías sub-romboédricas, aunque siempre con tamaños menores. De la misma forma, normalmente, no forman mosaicos densos, sino que componen agregados cristalinos.

En secuencias constituidas casi completamente por yeso, es frecuente encontrar cristales sub-romboédricos aislados o formando pequeños agregados o rosetas. En una gran parte de estas secuencias, que están formadas por yeso secundario, los cristales de calcita aparecen englobados por el yeso, en ocasiones sin que pueda apreciarse un crecimiento favorecido por discontinuidades cristalinas o intercalaciones arcillosas-carbonáticas. Estas morfologías cristalinas están ligadas a la parte más superficial de series evaporíticas, en relación con la influencia de aguas de infiltración y circulación subsuperficial. De la misma forma, también se ha observado su asociación con facies evaporíticas afectadas por discontinuidades sedimentarias intramiocenas.

Las descripciones sobre texturas similares no son abundantes en la literatura científica. La causa del desarrollo de estas calcitas no está demasiado claro. Et-Touthami (1992) ha descrito calcita diagenética que se presenta como cristales esparíticos subcirculares a romboédricos asociados a la matriz arcillosa de carbonatos brechoideos. Este mismo autor reconoce también morfologías romboédricas, y cristales zonados y aislados en facies de yeso secundario. Salvany *et al.* (1994) describen en facies evaporíticas terciarias de la Cuenca del Ebro cristales de calcita diagenética de hábito prismático-fusiforme con una talla media de 100-300 μm , que se presentan de forma individual o como agregados, desarrollándose preferentemente en los límites de cristales de yeso microlenticulares y de anhidrita micronodular. Así mismo, describen lentículas de yeso que son parcial o totalmente reemplazadas por calcita de bajo contenido en Mg en perfiles vadosos, sugiriendo que su formación se debió a la evaporación de aguas de lluvia infiltradas. Texturas similares han sido descritas en *playa-lakes* pleistocenos del Sur de Australia (Warren, 1982).

Magee (1991), en los lagos cuaternarios Prungle del SE de Australia, reconoce carbonato diagenético que reemplaza yeso solamente en los tramos más altos de un perfil; a profundidades menores de 1 m, observa rombos aislados de calcita (3-20 μm) en asociación con cristales de yeso. La calcita se presenta adherida a los cristales de yeso o

reemplazándolo a favor de los planos de exfoliación. Cerca de la superficie, el reemplazamiento de algunos cristales llega a ser completo.

A modo de resumen puede indicarse que estas morfologías cristalinas se encuentran tanto en relación directa con perfiles de meteorización de facies evaporíticas (miocenos o actuales), como reemplazando de forma directa evaporitas en carbonatos diagenéticos laminados de génesis temprana. Los soportes para el crecimiento de estas morfologías en los carbonatos diagenéticos laminados pueden ser tanto anhidritas como yesos interlaminados con un precursor carbonatado-magnésico (magnesita o dolomita).

2. 1. 2. PROCESOS DE DEDOLOMITIZACIÓN

En la Cuenca de Calatayud, los reemplazamientos dolomita-calcita (dedolomitización) son quizás, los volumétricamente más importantes, reconociéndose un gran número de texturas y fábricas características de estos procesos. Por otra parte, la transformación magnesita-calcita es objeto de un análisis particular en el siguiente epígrafe, no solamente en relación con fases diagenéticas miocenas sino también con procesos hipergénicos, tras la exhumación y meteorización de las secuencias evaporíticas.

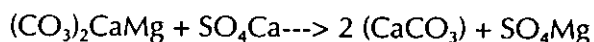
La descripción e interpretación de los procesos de dedolomitización constituye un tema destacado en estudios aplicados a series sedimentarias antiguas marinas y continentales, tanto carbonáticas, como evaporíticas. Clásicamente, el reconocimiento de texturas de dedolomitización se ha fundamentado en la existencia en doloesparitas de, rombos policristalinos de calcita o poros de morfología romboédrica (Evamy, 1967; Purser, 1985), rombos con núcleos ricos en inclusiones y bordes limpios o rombos zonados (Ulmer, 1984). Sin embargo, los ejemplos de dedolomitizaciones agradantes en la literatura científica no son demasiado abundantes (García del Cura y Ordóñez, 1982; Rossi, 1993; Cañaveras *et al.*, 1996b).

La relación entre evaporitas y procesos de dedolomitización queda patente en estudios como los de Jacobs *et al.* (1982), Kastner (1982), Back *et al.* (1983), Ulmer (1984), Budai *et al.* (1984), Deike (1990), Sánchez-Moral *et al.* (1993), Rossi (1993), Cañaveras *et al.* (1996b), si bien, también se han reconocido dedolomitizaciones sin evidencias de evaporitas (Chafetz, 1972; Theriault y Hutcheon, 1987; Jones *et al.*, 1989; James *et al.*, 1993).

Los estudios geoquímicos han permitido establecer que el ión sulfato no es el factor crítico en la dedolomitización, sino el Ca derivado del yeso (Back *et al.*, 1983), que por el efecto del ión común mantiene una relación Mg/Ca baja. Por su parte, el sulfato es más bien un inhibidor parcial del proceso (Kastner, 1982; Brauer y Kastner, 1984; Budai *et al.*, 1984). De hecho, en ocasiones no se aprecian evidencias de reacciones que impliquen la existencia de sulfatos (Zenger, 1972; Katz, 1973; Jones *et al.*, 1989).

En general, el mecanismo más común sugerido para el proceso de dedolomitización es la reacción de la dolomita con fluidos enriquecidos en Ca, probablemente procedentes de la disolución de yeso, produciendo carbonato cálcico y sulfato magnésico, que es muy soluble y raramente se preserva (Evamy, 1967; Folkman, 1969; Sánchez-Moral *et al.*, 1993). La disolución intraestratal de niveles de yeso y yeso intrasedimentario contribuye al proceso de dedolomitización, ya que provee abundante Ca a las soluciones estableciéndose una baja relación Mg/Ca (Cañaveras *et al.*, 1996b). En estas condiciones, la dolomita es inestable y se disolverá con la consiguiente precipitación de calcita a causa del efecto del ión común, manteniéndose el equilibrio (Back *et al.*, 1983)

La expresión de la reacción química de este proceso, ha sido propuesta por numerosos autores; Sonnenfeld (1984), entre otros, la relaciona directamente con la génesis de epsomita:



En la Cuenca de Calatayud, la abundante aparición de eflorescencias de epsomita asociada a las facies evaporíticas, se ha asociado de la misma forma con procesos de dedolomitización favorecidos por la circulación de aguas sulfatado-cálcicas. La interacción de soluciones sulfatado-cálcicas con dolomías, provocaría por efecto del ión común del Ca^{2+} , la inestabilidad de la dolomita, y su posterior reemplazamiento por calcita, y con ello, un enriquecimiento en Mg^{2+} de la solución residual, que por evaporación daría lugar a la aparición de epsomita (Sánchez-Moral *et al.*, 1993).

Por otra parte, tradicionalmente, se han considerado dos posibles procesos generadores de texturas de dedolomitización (Dockal, 1988):

a) Reemplazamiento *sensu stricto*, que requiere una disolución de dolomita y precipitación de calcita, de forma simultánea, en un frente de dedolomitización-reemplazamiento. Nosotros interpretamos que este proceso es la causa de gran parte de las texturas de dedolomitización que se han encontrado en la Unidad Intermedia de la Cuenca de Calatayud.

b) Pseudomorfismo o dedolomitización mimética, implicando ésta un proceso en dos etapas (*two step process*): la disolución previa de morfologías cristalinas dolomíticas y un relleno posterior por calcita. Este proceso de pseudomorfismo no es considerado por algunos autores como una verdadera dedolomitización (James *et al.*, 1993). Nosotros no hemos reconocido evidencias que argumenten la existencia de este proceso en los materiales dolomíticos de la Cuenca de Calatayud.

Los ambientes diagenéticos en que pueden producirse procesos de dedolomitización pueden ser tanto someros, asociados localmente a disconformidades

(Braun y Friedman, 1970), como de enterramiento (Land y Presbendowski, 1981; Budai *et al.*, 1984). La asociación de dedolomitizaciones con discontinuidades sedimentarias parece clara, como se ha mostrado en los trabajos de Thériault (1987), Kenny (1992), Cañaveras *et al.* (1996a), Rossi y Cañaveras (1998). En la Cuenca de Calatayud, la asociación de carbonatos diagenéticos con rupturas sedimentarias o discontinuidades de la cuenca es evidente. La distribución geométrica de los carbonatos diagenéticos y la relación con las discontinuidades sedimentarias de la cuenca, constituyen una parte importante de los objetivos del capítulo 7.

Interpretación de las texturas

Además de las texturas microesparíticas relacionadas con procesos de calcitización de carbonatos magnésicos (dolomita y magnesita), que serán estudiadas más adelante en conjunto con las texturas pseudoesparíticas-esparíticas, en las descripciones que hemos realizado fundamentalmente en los carbonatos brechoideos del sector central-meridional del Bloque Sur-Páramo, se han destacado una serie de texturas petrográficas que interpretamos como resultantes de un proceso de dedolomitización:

CALCITAS SUTURADAS

Las texturas de calcitas suturadas de la Cuenca de Calatayud sólo se han encontrado en asociación con la Subunidad CB_{PV}-INT; indudablemente, las texturas diagenéticas suturadas guardan una alta similitud con las facies dolomicríticas deposicionales con pseudomorfos de yeso que se encuentran intercaladas dentro de la Subunidad CB_{PV}-INT, o las que comprenden la infrayacente Subunidad M_D-INT. Por estas razones, la génesis de calcitas suturadas parece estar claramente relacionado con un proceso de reemplazamiento (dedolomitización) de un material precursor dolomicrítico (Fig. 7.92), como se ha observado en fábricas similares de la Cuenca de Madrid (Cañaveras, 1994).

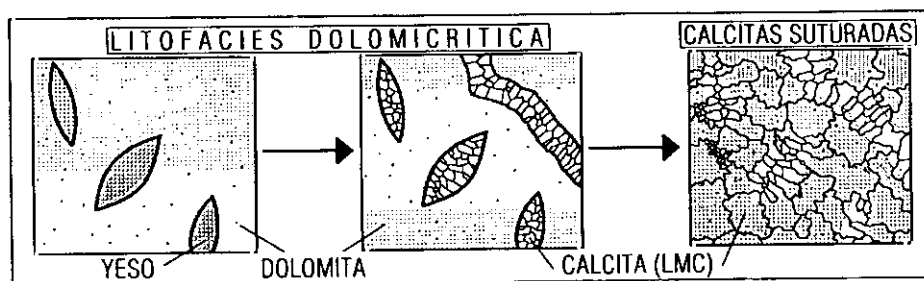


Figura 7.92. Génesis de la textura de calcitas suturadas (en Cañaveras *et al.*, 1994).

Los fantasmas de yeso lenticular y de fisuras cementadas por calcita se corresponden con zonas que carecen de impurezas, y no se aprecia en ellos un carácter

suturado de los cristales. La sutura de los límites de cristal se asocia sólo con áreas dolomicrocíticas reemplazadas por calcita, con gran abundancia de inclusiones. La génesis de las calcitas suturadas puede estar relacionada con una nucleación de la dedolomitización a favor de un recrecimiento sintaxial de los cristales esparíticos que en un primer momento rellenan fisuras y/o pseudomorfizan cristales lenticulares de yeso. Por esta razón, los cristales más cercanos a estas zonas presentan un mayor desarrollo y continuidad óptica con los cristales de las zonas con impurezas (Fig. 7.92). En este mismo sentido, aunque no se han observado evidencias contundentes que reafirmen esta hipótesis, han podido observarse texturas indicativas de los estados iniciales de los procesos de dedolomitización, con génesis de texturas suturadas, producidos a partir del relleno de calcita de una fisura. En este caso, de un carácter cementante de la calcita en la fisura se pasa a un crecimiento centrífugo reemplazativo de los cristales prismáticos de calcita, que va acompañado de la formación de grandes cristales (hasta 1 mm) de calcita de morfologías irregulares que engloban zonalmente la dolomicrita, y producen una concentración de la materia orgánica hacia el centro (Fig. 7.93).

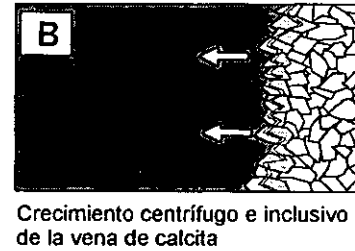
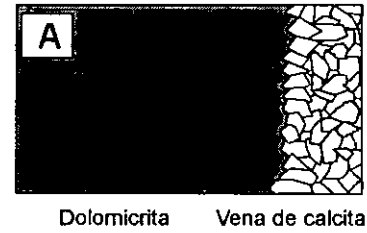


Figura 7.93. Modelo de dedolomitización a partir de un recrecimiento centrífugo de una vena de calcita en un encajante dolomicrocítico.

CALCITAS FIBROSAS

Como se indicó con anterioridad en el apartado descriptivo, la existencia de texturas de calcita fibrosa en los carbonatos diagenéticos de la Cuenca de Calatayud no se limita a los tramos brechoideos de la Subunidad CB_{py}-INT sino que aparece también ligada a las monteras carbonáticas de techo de la Unidad Inferior en el Sur de Armantes. Los soportes identificados para el desarrollo de las calcitas fibrosas son predominantemente dolomíticos, caso claro en relación con la Subunidad CB_{py}-INT donde sólo se detectaron este tipo de soportes mediante análisis de DRX; por el contrario, en el Sur de Armantes, se identificaron tanto soportes dolomíticos como magnésicos. La característica común de los soportes carbonatado-magnésicos para el desarrollo de calcitas fibrosas es su reducido tamaño cristalino, siempre menor de $< 4 \mu\text{m}$.

Generalmente, las fases minerales relictas del proceso de reemplazamiento por calcita, quedan como inclusiones micríticas en el interior de cristales, o bien en posición intercrystalina asociándose con una matriz arcillosa. Asimismo, aparecen porcentajes de

arcillas y cuarzo, que pueden considerarse inertes frente a un proceso diagenético de reemplazamiento. No se observaron indicios de celestina.

El reconocimiento de calcita diagenética de aspecto fibroso en el registro sedimentario ha supuesto el planteamiento de diversas y variadas hipótesis genéticas. En concreto, la existencia de morfologías pseudoesferulíticas ha sido asociada con procesos neomórficos de estructuras tipo *Microcodium* (Chafetz y Butler, 1980; Rao, 1990), o espeleotemas coraloides (Esteban, 1982). Sin embargo, Rossi (1993) concluye que la presencia de *Microcodium* "es absolutamente incompatible con la presencia de carbonatos diagenéticos, dolomías o sulfatos" porque el organismo responsable de esta estructura sólo vive en ambientes edáficos sobre sustratos calcíticos, muy distintos de los ambientes continentales con diagénesis de tipo meteórico, como es nuestro caso.

Las calcitas fibrosas, y en especial las cortezas pseudoespeleotémicas, presentan una serie de rasgos, tales como el carácter fibroso-radiado y extinción ondulante que han sido interpretados como neomórficos a partir de precursores fibrosos o aciculares de naturaleza aragonítica y/o HMC básicamente (Kendall y Tucker, 1973; Bathurst, 1983). Las calcitas fibrosas de la Cuenca de Calatayud no muestran evidencias, por ejemplo, de neomorfismo a partir de un precursor acicular aragonítico (alto contenido en Sr, terminaciones cristalinas planas o cuadráticas). Los reemplazamientos de aragonito por calcita observados no producen en ningún caso texturas fibrosas. Además, el aragonito presente en la cuenca se localiza preferentemente en un contexto sedimentológico muy diferente al que presenta la Subunidad CB_{PV}-INT.

Las calcitas fibrosas han sido indistintamente descritas como crecimientos desplazativos, reemplazamientos, o cementos. Chilingar *et al.* (1979) señalaron la existencia de calcitas fibrosas en abanicos que poseían comportamientos mixtos reemplazantes-desplazantes-cementantes, y como producto de procesos de recrystalización. En el mismo sentido se han pronunciado Calvo *et al.* (1980), Cañaveras (1991, 1994), Rossi (1993), o Aso (1991), quienes relacionan estas fábricas calcíticas con diagénesis temprana y exposición subaérea (paleokarst-paleosuelos). Las calcitas fibrosas presentan evidencias de un crecimiento desplazativo, favorecido por la propia presión de cristalización (Assereto y Kendall, 1977; Watts, 1978), como son los contactos interpenetrados y expulsión de filosilicatos. La cristalización desplazativa conlleva altas sobresaturaciones de las soluciones (Watts, 1978) y/o unas tasas de difusión capaces de contrarrestar el aumento de la solubilidad que supone el incremento de presión. Rossi (1993), en el Thanetiense de la Cuenca de Áger, ha descrito calcitas fibrosas con claro componente desplazante (en venas o cortezas pseudoespeleotémicas estratiformes) y otras que son aparentemente cementantes (entre distintas generaciones de cementos); en ambos casos interpreta un origen a partir de un hueco previo, desplazando el material circundante. Sin embargo, en la mayor parte de los casos se desarrollaron en un soporte actualmente sustituido por calcita, como queda demostrado, por una parte, por la presencia de niveles masivos decimétricos casi exclusivamente formados por mosaicos

pseudoesferulíticos, y, por otra, por la abundancia de mosaicos mixtos calcita fibrosa-calcita suturada (esta última claramente reemplazante).

La estructuración fibrosa de los cristales frecuentemente desemboca en unos contornos cristalinos irregulares y/o quebrados. Chafetz y Butler (1980) pensaron que la presencia local de terminaciones rómbicas en fibras definidas por inclusiones suponía el reemplazamiento de cristales previos a un sólo monocristal calcítico. Sin embargo, Kendall (1985) demostró que la existencia de estas terminaciones y extinción ondulante no se debe necesariamente a un proceso neomórfico, sino que cabe ser explicado mediante un proceso de desdoblamiento cristalino; este mecanismo es facilitado por la presencia en la superficie de crecimiento de abundantes núcleos independientes de precipitación ("*crystallites*") en continuidad óptica mutua, que coalescen durante su crecimiento atrapando inclusiones. La curvatura de fibras en ciertos morfotipos cristalinos podría responder a una diferente velocidad de crecimiento de los *crystallites*, doblándose hacia los sectores de crecimiento más lento. De esta forma, aplicando el citado mecanismo de crecimiento asimétrico por desdoblamiento, puede explicarse la práctica totalidad de las morfologías de calcitas fibrosas.

En los materiales de la Cuenca de Calatayud, es frecuente observar el desarrollo de cristales pseudoesferulíticos de estructura fibroso radiada que se encuentran aislados o formando pequeños agregados en el encajante. En ocasiones, se ha reconocido el carácter desplazativo efectuado por este desarrollo cristalino sobre encajantes arcilloso-carbonáticos.

En el sector Sur de Armantes, en relación con las monteras carbonáticas sobre los yesos de Unidad Inferior, se han encontrado niveles de carbonatos granudos, cuya característica principal es la ausencia de estructura, un grado parcial de calcitización, y sólo algunos indicios de morfologías cristalinas evaporíticas, lo cual les diferencia de los carbonatos laminados existentes en el mismo sector. Gran parte de estas características probablemente sean heredadas de los supuestos precursores; así, en el sector Sur de Armantes, los materiales dolomíticos adyacentes carecen de evidencias de sulfatos en su textura, y en ocasiones su estructura es masiva, sólo interrumpida por una leve laminación fenestral o bioturbación de raíces. La carbonatación de materiales similares provocaría la formación de texturas similares a las descritas.

Ambiente genético de las calcitas fibrosas

El reconocimiento en ambiente continental de calcitas fibrosas es bastante reducido, destacando dentro de la Península Ibérica las descripciones de Armenteros (1991) en el Mioceno de la Cuenca del Duero, Rossi (1993) en el Paleógeno de Ager, o Cañaveras (1994) en el Mioceno de la Cuenca de Madrid. En este sentido, la génesis de calcitas fibrosas en diferentes cuencas terciarias parece poseer una serie de rasgos comunes, en cuanto al ambiente de formación y los soportes de los reemplazamientos diagenéticos.

En la Cuenca de Calatayud, dentro del tramo de carbonatos brechoideos de la Subunidad CB_{py}-INT, y en el sector Sur de Armantes, se han diferenciado relictos de precursores dolomicríticos en buena parte de los niveles afectados por una diagénesis meteórica parcial. La gran similitud de algunas texturas de reemplazamiento (calcitas suturadas) con sus precursores (dolomicrita con lenticulas de yeso, laminadas o al azar), y la existencia de términos intermedios entre calcitas suturadas y fibrosas, incita a considerar a éstas últimas como producto de dedolomitización. Por otra parte, la existencia de relictos de dolomicrita en las texturas de mosaicos de cristales fibrosos, parece confirmar la génesis a partir de un precursor dolomicrítico. Asimismo, es improbable que las calcitas fibrosas procedan de un reemplazamiento directo de evaporitas, ya que no se reconocieron equivalentes texturales evaporíticos (como yeso fibroso o nodular), que tendrían un carácter secundario, cuando todas las tipologías evaporíticas reconocidas en la Subunidad CB_{py}-INT son primarias. Además, con anterioridad se ha asociado la génesis de morfologías de calcita sub-romboédricas con el reemplazamiento directo de evaporitas.

La interpretación de la génesis de empalizadas o cortezas pseudoesfelótémicas, que en ocasiones se encuentran bordeando los cuerpos masivos de mosaicos de cristales pseudoesferulíticos, es similar a la defendida por Cañaveras (1994) en la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid, donde indica que son el resultado de la interacción de dos procesos principales:

- Dedolomitización de un sedimento dolomicrítico y/o margodolomítico en un contexto diagenético meteórico-freático con aguas sulfatadas, fruto de procesos de disolución, y en menor medida calcitización y pseudomorfización de yesos.
- Crecimiento autigénico de calcita con carácter concrecional desplazante y en menor medida cementante, hecho especialmente evidente en los bordes de los cuerpos de calcitas fibrosas.

Los hábitos y fábricas características de las calcitas fibrosas han permitido su diferenciación frente a otros tipos texturales resultantes de procesos de dedolomitización, por lo que se ha considerado que estas diferencias pueden venir marcadas por el papel bioinductor de bacterias en su formación, como sugiere la existencia de filamentos bacterianos fósiles asociados a cristales fibrosos (Chafetz y Butler, 1980; Rossi y Cañaveras, 1998).

2. 1. 3. PROCESOS DE DEMAGNESITIZACIÓN (CALCITIZACIÓN DE MAGNESITA)

Como se ha expuesto anteriormente, en la Cuenca de Calatayud, los procesos de calcitización de magnesita son muy relevantes. La importancia de los procesos de calcitización de magnesita reside en la novedad del estudio específico de este proceso,

así como la existencia de buenos afloramientos de secuencias evaporíticas, en que se han podido analizar de forma directa las transformaciones mineralógicas. Hemos creído oportuno estudiar esta transformación en secciones afectadas por procesos diagenéticos tardíos (Carretera C-202, km 11 y especialmente en el área del Asador San Ramón), en condiciones de hipergénesis, como condición indispensable para la comprensión del proceso y su extrapolación a cuerpos diagenéticos generados de forma temprana, en el Mioceno.

La magnesita y otros carbonatos magnésicos relacionados no forman depósitos volumétricamente importantes en series sedimentarias, aunque su precipitación puede considerarse un rasgo común en ambientes evaporíticos costeros y continentales actuales (Müller *et al.*, 1972; Last, 1992), así como su existencia en series estratigráficas antiguas (Zachmann, 1989). Los investigadores han fundamentado sus trabajos en los aspectos genéticos de la magnesita y en la caracterización de ambientes sedimentarios, mientras que los estudios realizados sobre la diagénesis de magnesitas se han concentrado en la determinación de un origen primario (sindiagenético) o secundario (Irion y Müller, 1972; Aharon, 1988; Last, 1992).

La alteración hipergénica de la magnesita sedimentaria ha sido escasamente tratada en los trabajos de investigación; así, entre las escasas referencias, García del Cura *et al.* (1979) indican la posibilidad de su alteración dentro de una cobertera hipergénica de 40-70 metros en secuencias evaporíticas de la Cuenca de Madrid donde predominan los procesos de transformación a yeso secundario, apareciendo con continuidad en las áreas más profundas en relación con niveles de sales solubles.

La magnesita es un constituyente común de las series evaporíticas de la Cuenca de Calatayud, si bien se presenta siempre de forma minoritaria frente al contenido en sulfatos. Aunque se poseen evidencias directas (sondeos) e indirectas (pseudomorfos y eflorescencias salinas) de la coexistencia de magnesita en profundidad con glauberita, thenardita, y/o anhidrita-yeso, en condiciones superficiales se presenta asociada al yeso secundario. Como se ha indicado precedentemente en el apartado de hipergénesis de series sulfatadas, las secuencias evaporíticas de Unidad Inferior en el área del Asador San Ramón, cercano a la Ciudad de Calatayud, presentan láminas con una transformación mineralógica de calcita por magnesita. En este apartado se realiza una interpretación de los datos presentados anteriormente.

Interpretación de los datos

La existencia de láminas de magnesita sedimentaria en asociación con las facies salinas de la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud y los altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ sugieren un origen temprano (primario o sindiagenético) en condiciones de alta evaporación. Como se ha comentado previamente, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las magnesitas de la cuenca son concordantes con los proporcionados por otras magnesitas

sedimentarias de ambientes lacustres evaporíticos (Kralik *et al.*, 1989). Los valores ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ sugieren un ambiente lacustre continental de sedimentación donde el agua se encontraba enriquecida en carbono orgánico. Por otra parte, la continuidad de las laminaciones de magnesita y sus relaciones netas con materiales infra y suprayacentes de distinta composición pueden ser consideradas como evidencias estratigráficas para un origen primario de la magnesita en apoyo a los datos isotópicos.

De la misma forma, las características petrográficas (hábito y talla de los cristales, abundancia de inclusiones de óxidos de Fe, y la existencia de relictos de magnesita) junto con la composición isotópica ligera de las calcitas, sugieren que la micro-pseudoesparita posee un origen secundario por reemplazamiento probablemente inducido por aguas meteóricas. Petrográficamente, las fábricas descritas resultan muy similares a las del Mioceno de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid (Cañaveras 1994; Cañaveras *et al.*, 1996b) o en el Thanetiense de la Cuenca de Áger (Rossi, 1993) resultado de procesos de calcitización bajo condiciones meteóricas oxidantes próximas a la superficie, si bien los precursores identificados en estos casos fueron dolomicríticos. En este sentido, también presentan evidentes similitudes con ciertas texturas de dedolomitización descritas previamente en la Cuenca de Calatayud.

En las muestras carbonáticas mixtas (magnesita-calcita), se identifican dos tipos morfológicos de magnesita; cristales de morfologías subhedrales a romboédricas (como en las muestras de magnesita composicionalmente pura), y por otra parte, morfologías anhedrales tabulo-planares que forman agregados cristalinos. Estas últimas muestran unos contenidos en MgCO_3 ligeramente mayores. Las diferencias de carácter morfológico parecen quedar relacionadas con la existencia de una magnesita secundaria, de probable origen diagenético tardío.

Asumiendo que las magnesitas de la cuenca se formaron en equilibrio isotópico bajo condiciones evaporíticas, y usando las curvas de fraccionamiento isotópico magnesita-agua de Spötl y Burns (1994), el $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ del agua a partir del cual precipitaron variaría entre +4 a -2,7‰ (a 25°C) (Fig. 7.94a). Si las calcitas hubieran sido formadas coetáneamente con la magnesita, la composición isotópica del agua (a 25°C) a partir de la cual precipitaron las calcitas resultaría bastante diferente del real estimándose un rango de variación de -2,6 a -3,4‰. (Fig. 7.94b). Estas diferencias reafirman la interpretación de un origen diagenético secundario para la calcita mediante un proceso de reemplazamiento (calcitización) inducido por aguas meteóricas subsuperficiales. Este proceso de calcitización puede ser considerado similar al mecanismo común de dedolomitización cercana a superficie, donde la reacción de fluidos enriquecidos en Ca y SO_4 con dolomita (magnesita en este caso) produce calcita, con magnesio y sulfato disueltos como subproductos (Folkman, 1969; Sánchez-Moral, 1993). La disolución de yeso y/o glauberita interlaminado con la magnesita aparece como factor inductor del reemplazamiento de magnesita por calcita ya que provoca un abundante aporte de calcio.

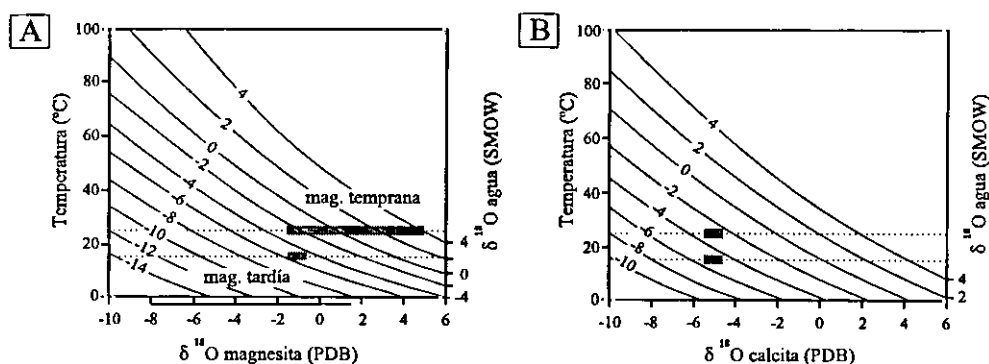
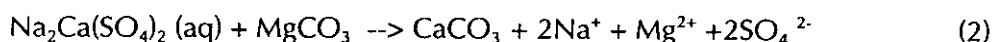
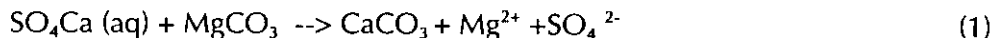


Figura 7.94. A) Composición isotópica del agua en equilibrio con magnesita. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas fueron calculados usando la ecuación de Spötl y Burns (1994). La barra negra se corresponde con las muestras de magnesita pura, mientras que la barra gris es representativa de la magnesita en muestras de mezcla carbonática (ver texto). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua para la magnesita tardía son equivalentes a la composición isotópica del agua en equilibrio con calcita a 15°C. B) Composición isotópica del agua en equilibrio con calcita (calculada según la ecuación de Friedman y O'Neill, 1977).

El mecanismo de calcitización de la magnesita puede ser simulado de acuerdo con las siguientes reacciones:



La modelización de este proceso ha podido ser llevada a cabo usando el código informático de simulación geoquímica (PHRQPITZ), basándose en las dos reacciones anteriores. Dentro de esta modelización resulta importante puntualizar que el código PHRQPITZ es solamente un modelo de equilibrio, pero que no puede evaluar las barreras cinéticas de la disolución de magnesita y precipitación de calcita. De este modo, se plantean dos diferentes mecanismos de acuerdo con las reacciones (1) y (2) (Fig. 7.95):

- (1) Infiltración de aguas meteóricas a través de niveles yesíferos y posterior circulación a través de capas de magnesita.
- (2) Infiltración de aguas meteóricas a través de capas glauberíticas/yesíferas y posterior circulación a través de capas de magnesita.

En ambos casos, se establece una composición química de la solución de partida correspondiente al agua pura con una Pco_2 de $10^{-3.5}$ atm, en equilibrio con los valores atmosféricos. El punto final de ambas reacciones se establece en el momento de la formación de eflorescencias salinas de carácter magnésico y sódico (epsomita, thenardita/mirabilita), como se ha podido observar en el afloramiento estudiado, así como en gran parte de la cuenca. Asumiendo que la calcitización tiene lugar en

condiciones meteóricas, la temperatura establecida para este proceso es de 15° C, que se corresponde con la actual media anual de temperaturas en este área. La disolución y precipitación de toda fase mineral se completa hasta llegar al equilibrio de la solución con el mineral dado. Las transferencias de masa mineral en cada etapa de interacción agua-roca se expresan en centímetros cúbicos de fase mineral disuelta o precipitada por litro de agua infiltrada.

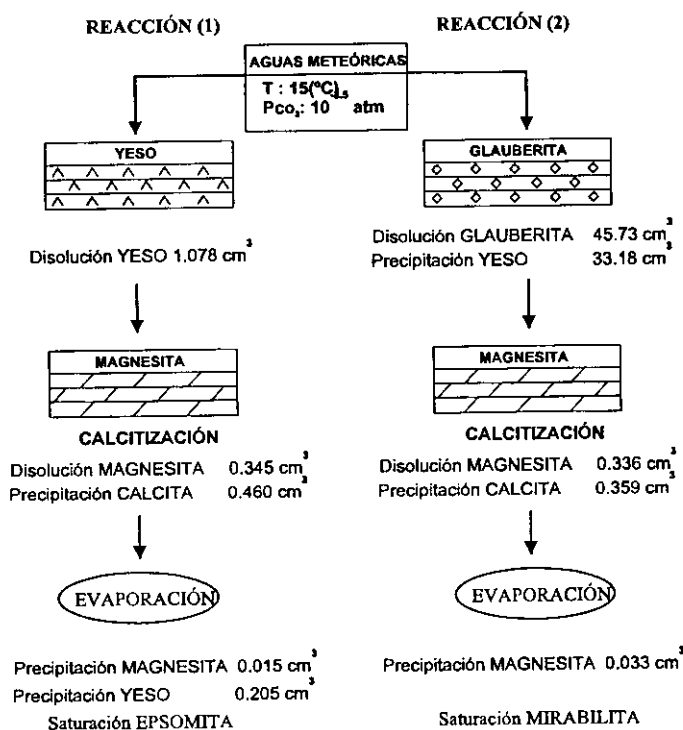


Figura 7.95. Diagrama de flujo usado para la simulación geoquímica del proceso de calcitización (ver texto).

como petrográficas) realizadas en capas particulares acerca de una reducción de porosidad. Una vez que se ha alcanzado el equilibrio magnesita-calcita, o dicho de otra forma el final del proceso de calcitización, las soluciones intersticiales que circulan en las cercanías de superficie pueden quedar sometidas a evaporación, causando en primer lugar una precipitación de magnesita (de neoformación) y pérdida de CO₂. La continua y progresiva evaporación de la solución provoca entonces la precipitación conjunta de magnesita y yeso, hasta que se alcanza la sobresaturación en epsomita en una solución sulfatado-magnésica. La neocrystalización de una magnesita diagenética tardía significaría alrededor de un 4,5% de la magnesita previamente disuelta.

(2) Infiltración de agua meteórica a través de glauberita/yeso (Fig. 7.95): en este caso, las aguas infiltradas disuelven glauberita y se provoca la precipitación de yeso secundario, hecho coherente con la existencia de una cobertera superficial de meteorización sobre las secuencias evaporíticas de la cuenca. A partir de este momento, la solución sulfatada sódico-cálcica percola y circula a través de capas magnésicas,

(1) Infiltración de agua meteórica a través de yeso (Fig. 7.95): las aguas infiltradas disuelven las capas de yeso que encuentran a su paso originando una solución sulfatado-cálcica. Esta solución circula a través de niveles o láminas de magnesita favoreciendo así la activación del proceso hacia la derecha de la reacción (1) que permite la formación de calcita en el proceso de reemplazamiento de magnesita (0,95 moles de calcita por mol de magnesita disuelta). El volumen que ocupa la calcita precipitada es un 25,5% mayor que el volumen de magnesita disuelta, hecho que coincide con las apreciaciones (tanto de campo

donde comienzan los procesos de calcitización de forma analoga a (1) con una tasa de 0,81 moles de calcita por mol de magnesita disuelta. En este caso, las tasas de disolución y precipitación de las distintas fases minerales son ligeramente inferiores a las de la simulación previa, reflejándose en un menor incremento de volumen (6,8%). Aquí, la evaporación de la solución restante provoca de la misma forma la neocrystalización de magnesita, siendo su proporción algo mayor que en la simulación previa (9,8%). Finalmente, con la continuidad del proceso de evaporación se alcanza la saturación en mirabilita, con unas aguas de composición sódico-sulfatada similar a las de las surgencias del área de estudio.

Los resultados obtenidos con esta modelización se ajustan de forma precisa a las observaciones de campo, los datos isotópicos y petrográficos, indicando que la infiltración de aguas meteóricas a través de fisuras en series yesíferas o yesífero-glauberíticas y la consiguiente interacción con magnesita puede constituirse en un mecanismo efectivo de calcitización. La primera reacción explica la composición sulfatada magnésica de gran parte de las surgencias de la cuenca, así como la proliferación de eflorescencias de epsomita, mientras que la segunda reacción es coherente con la composición sulfatado-sódica de las surgencias del área del Asador San Ramón y las eflorescencias de thenardita-mirabilita presentes en el afloramiento. Además, se han encontrado evidencias petrográficas sobre la transformación de glauberita y/o anhidrita a yeso secundario en los afloramientos indicados.

Como se ha comentado anteriormente, una de las conclusiones fundamentales de la modelización hidrogeoquímica es la neoformación de una magnesita diagenética tardía durante el proceso de calcitización de magnesita sedimentaria “primaria”, en lo que puede ser interpretada como una fase transicional necesaria para la finalización del proceso.

La citada neoformación de una magnesita diagenética tardía relacionada con el proceso de calcitización ha sido sustentada por las composiciones de isótopos estables. Las variaciones en MgCO_3 no parecen ser responsables de la variación del $\delta^{18}\text{O}$ de las magnesitas, como en el caso de las calcitas magnesianas (Tarutani *et al.*, 1969), ya que los análisis mineralógicos indican que el contenido molar de MgCO_3 de las magnesitas estudiadas permanecía prácticamente constante (Fig 7.87a). Por lo tanto, la relación directa entre la composición isotópica de oxígeno de las magnesitas y la relación magnesita/calcita (Fig. 7.87a y 7.96a) debe ser indicativa de la alteración de la señal isotópica de la magnesita por una recrystalización y/o formación diagenética tardía de magnesitas empobrecidas en enriquecidas en ^{18}O durante los procesos de calcitización. Los procesos de recrystalización a temperaturas cercanas a los valores de superficie (15-25°C) no parecen capaces de provocar una alteración de la señal geoquímica de las magnesitas, ya que la magnesita, una vez formada, es termodinámicamente estable (Christ y Hostetler, 1970). Por otra parte, la observación bajo microscopio petrográfico convencional no aporta evidencias de la existencia de procesos de recrystalización en texturas magnésicas.

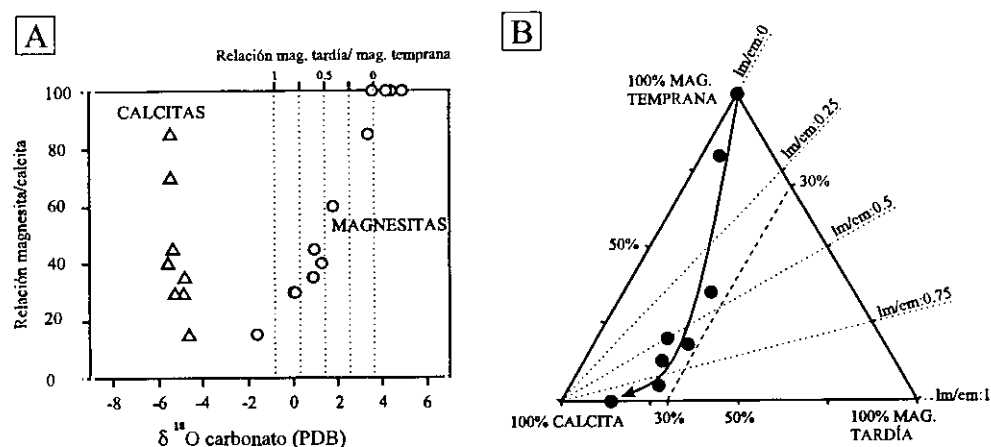


Figura 7.96. A) Diagrama que muestra la relación entre el ratio magnesita/calcita y los valores de los isótopos de oxígeno de los carbonatos. B) Composición mineralógica de la fracción carbonática calculada a partir de los análisis isotópicos de oxígeno (lm/em: relación magnesita tardía/magnesita temprana).

La composición isotópica de los fluidos a partir de los cuales precipitaron las calcitas diagenéticas tenían valores comprendidos entre $-4,8$ a $-5,7\text{‰}_{\text{SMOW}}$ a 15°C (Fig. 7.94b) que es coherente con las aguas meteóricas. El uso de esta composición isotópica del fluido para la precipitación de la magnesita neoformada o de nueva generación indicaría que su composición isotópica oscilaría entre $-0,6$ a $-1,6\text{‰PDB}$ (Fig. 7.94a). De este modo, para una correcta explicación de los valores isotópicos del oxígeno de las magnesitas, y considerando el valor del $\delta^{18}\text{O}$ (4 a $3,6\text{‰}$) de las magnesitas tempranas y puras, la proporción calculada de magnesita diagenética oscilaría entre el 0 - 30% de la fracción carbonática (Fig. 7.96b). Esta proporción sería similar a los resultados obtenidos en una modelización en que hubiéramos considerado un bajo valor medio para el $\delta^{18}\text{O}$ de las magnesitas tempranas. Otras muestras de magnesitas puras poseen valores inferiores de $\delta^{18}\text{O}$, aunque se conoce bien que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de magnesitas evaporíticas lacustres muestran un considerable rango de distribución (Kralik *et al.*, 1989).

2. 1. 4. LA CELESTINA EN LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS

La celestina aparece como fase mineral subordinada en las facies evaporíticas de la Cuenca de Calatayud, acompañando generalmente a litofacies yesíferas. Aunque la celestina puede ser encontrada en facies de Unidad Inferior, se encuentra asociada con mayor abundancia a facies de Unidad Intermedia, en relación con yeso de precipitación primaria interlaminado con carbonatos magnésicos. En concreto, se subraya su asociación con la Subunidad M_D -INT, así como hacia la base de los tramos de carbonatos diagenéticos en los sectores con potencias anómalas de carbonatos diagenéticos laminados.

En las secciones *Vel-2*, *Vic*, *Peñ*, se aprecia su existencia en porcentajes siempre menores de un 10%, dentro de la Subunidad M_D -INT, en asociación principal con yeso, dolomita, y porcentajes menores de filosilicatos, cuarzo, y ocasionalmente calcita. Dentro de los carbonatos diagenéticos laminados, las proporciones de celestina son igualmente menores de un 10%, aunque la fase mineral dominante es calcita con porcentajes menores de filosilicatos y cuarzo, exceptuando niveles de composición esencialmente arcillosa.

La solubilidad de la celestina decrece con el incremento de la temperatura; en agua pura es menor que la del yeso, alcanzándose raramente su sobresaturación, aunque Butler (1973) indica que, en presencia de NaCl, la celestina llega a ser más soluble que el yeso. La sobresaturación en celestina se dificulta por su condición de elemento bioasimilable, sin embargo, en medios salinos, ante la inexistencia de una biota desarrollada, se favorece su concentración por evaporación (Magee, 1991). Aunque la sustitución del Sr por el Ca en la propia red cristalina del yeso es escasa, favoreciendo así la sobresaturación, el yeso y la anhidrita incorporan ciertas cantidades de Sr durante su cristalización. En este sentido, el yeso primario y la anhidrita poseen una cantidad similar de estroncio (Langbein, 1968).

Entre las numerosas citas en la literatura científica de celestina ligadas en todo caso con facies evaporíticas donde forman cristales de muy pequeño tamaño, destacamos el trabajo de Dumas (1988) donde se describe celestina en los depósitos evaporíticos de la Cuenca de Valence como cristales con morfología de *baguette*, de talla inframilimétrica, que se desarrollan en halita con calcita o, con cristales tabulares de anhidrita, y que parecen ser producto de un crecimiento secundario durante la diagénesis, debido a la presencia de inclusiones de anhidrita. Magee (1991) describe celestina relativamente abundante en Prungle Lake (Australia) como parches aislados en depósitos yesíferos laminados, donde aparecen como agregados de cristales aciculares con morfología de abanico y pocas micras de longitud que se disponen de forma radial o circular. Javor (1985) también describe cristales de precipitación primaria de formas similares en lagunas de California y México, que asimila a un crecimiento muy lento con ligera sobresaturación y con constituyentes orgánicos disueltos.

En las muestras estudiadas en la Cuenca de Calatayud, la celestina se presenta como cristales euhedrales prismáticos con vértices truncados de talla comprendida entre 10 y 75 μm (Fig. 7.97). Pueden desarrollarse de forma aislada tanto en cristales de yeso, como en matrices carbonatado-magnésicas/arcillosas, o formar pequeños agregados cristalinos. En las facies de carbonatos diagenéticos laminados, se encuentran en muchos casos incluidos por el crecimiento de cristales esparíticos (Fig. 7.98).

Como se ha comentado previamente, en la Cuenca de Calatayud, la celestina muestra una tendencia progresiva a un aumento de su presencia hacia los últimos tramos de la Subunidad M_D -INT, desapareciendo en la Subunidad CB_{py} -INT. Este máximo en la presencia de celestina coincide con el paso a condiciones de depósito en ambientes de

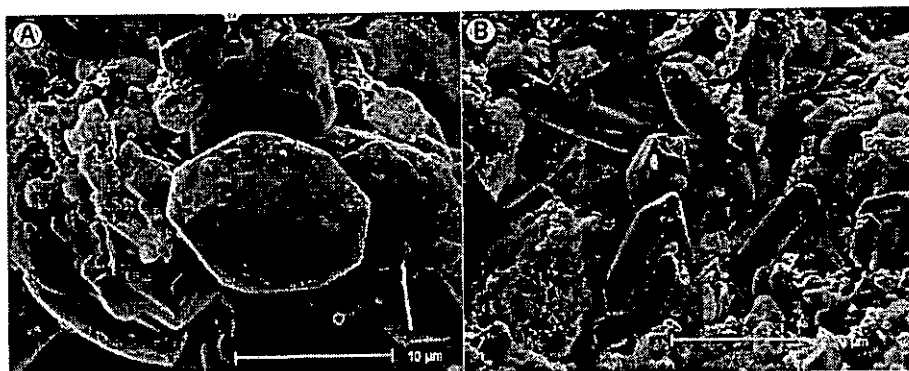


Figura 7.97. A y B) Cristales euhedrales prismáticos de celestina con vértices truncados en matriz arcilloso-magnésica.

aguas menos concentradas. Así, algunas cuencas evaporíticas muestran un máximo en la precipitación de celestina cuando las salmueras se han concentrado hasta el comienzo de la precipitación del yeso y, de nuevo, cuando finaliza a techo de los depósitos evaporíticos (Strackhov, 1962) durante el endulzamiento progresivo de la salmuera. Sin embargo, en otros casos, la precipitación de celestina se incrementa con la concentración de la salmuera hasta un máximo alcanzado justo al comienzo de la precipitación de halita (Taylor, 1937). En términos paleogeográficos, la existencia de celestina está ligada a la de carbonatos previamente a la precipitación del yeso (Fuechtbauer y Müller, 1977).

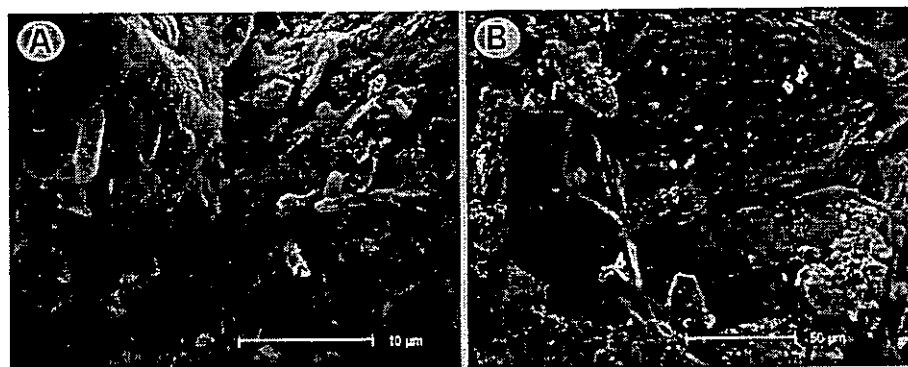


Figura 7.98. A y B) Cristales de celestina parcialmente englobados por el crecimiento de cristales esparíticos.

El origen de la celestina de la Cuenca de Calatayud puede estar relacionado con dos procesos:

- a) yesificación de anhidrita/glauberita; una de las principales fuentes de Sr se obtiene durante la transformación de la anhidrita/glauberita a yeso, siendo el Sr liberado de su estructura cristalina precipitando como celestina euhedral; en este sentido las facies de yesos postdeposicionales procedentes de anhidrita/glauberita carecen de grandes contenidos de celestina, mientras que abundan en facies de

yeso primario/carbonatos magnésicos. La yesificación temprana de los depósitos de anhidrita/glauberita laminada inferiores llevaría a un enriquecimiento en Sr de las salmueras residuales debido a la dificultad de incorporación del Sr a la red de ese yeso secundario. La sobresaturación en celestina se alcanzaría en momentos posteriores, relacionada con etapas de mayor evaporación dentro de la tendencia general a la dulcificación que tiene lugar durante la sedimentación de la Unidad Intermedia.

b) transformación de aragonito a calcita; la conversión de aragonito a calcita libera Sr a la solución (Müller, 1962) de la misma forma que lo hace su reemplazamiento por dolomita (Evans y Shearman, 1964), favoreciendo la precipitación de celestina. Sin embargo, el aragonito enriquecido en Sr es mucho más característico de medios deposicionales marinos. Como se ha comentado previamente, el aragonito se presenta generalmente hacia los márgenes de cuenca, ligado a facies evaporíticas (generalmente anhidrita). El reemplazamiento aragonito-calcita es en todo caso temprano, con lo cual la liberación de Sr podría convertirse en un mecanismo efectivo en la génesis de celestina en la cuenca, si bien el paso de aragonito a calcita es frecuentemente parcial.

2. 1. 5. LA SÍLICE EN LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS

Las distintas fases silíceas que se han encontrado en la Cuenca de Calatayud se caracterizan por una mineralogía de cuarzo, con amplia variabilidad textural. La precipitación de ópalo queda inhibida probablemente por la presencia de los iones SO_4^{2-} que reducen la velocidad de reacción de reemplazamiento (Bustillo, 1976a, b).

Las silicificaciones de los sedimentos neógenos se presentan generalmente ligadas a facies evaporíticas (anhidrita y yeso), siendo especialmente abundantes en la Unidad Intermedia, en relación con un progresivo cambio hidroquímico de las aguas del lago salino. Exceptuando las silicificaciones masivas que se observan en el sector oriental de la Sierra de Armantes (Subunidad $\text{DM}_0\text{-INT}$), así como en niveles muy continuos dentro de las subunidades $\text{Y}_{\text{MB}}\text{-INT}$ y $\text{CB}_{\text{PY}}\text{-INT}$, la gran mayoría de las silicificaciones sólo pueden observarse a microescala, observándose mayoritariamente calcedonias, rosetas y cristales idiomorfos de sílice de frecuente tamaño submilimétrico que se encuentran directamente asociados a mineralogías yesíferas y secundariamente anhidríticas en:

- a) materiales con interlaminación de evaporitas (yesos primarios) y carbonatos (magnesita y dolomita), característicos de las subunidades $\text{Y}_{\text{LM}}\text{-INF}$, $\text{Y}_{\text{LM}}\text{-INT}$ y $\text{M}_0\text{-INT}$.
- b) En los carbonatos diagenéticos laminados donde la sílice se presenta asociada a bandas esparíticas formadas por el reemplazamiento de mineralogías sulfatadas (yeso y anhidrita), quedando frecuentemente como relictos de la calcitización.

Además, también se localizan asociadas a pseudomorfos de yeso, o a la matriz de texturas clásticas de removilización de carbonatos diagenéticos.

Los minerales silíceos existentes en formaciones evaporíticas han sido usualmente considerados como indicadores de condiciones de alta salinidad, cuyo origen se interpreta ligado a la desaparición o reemplazamiento de fases evaporíticas previas (Folk y Pittman, 1971; Perthuisot, 1978; Schreiber, 1974). La sílice, presente en sus distintas formas en depósitos evaporíticos, se caracteriza generalmente por su contenido en pequeñas inclusiones de anhidrita. Así, Rouchy *et al.* (1994) indican que estos minerales presentan relictos del sedimento en el cual crecieron, en particular en el momento en el que la anhidrita fue reemplazada o eliminada por disolución. Una gran parte del ópalo y cuarzo presente en las evaporitas miocenas continentales de la Península Ibérica representa el resultado de silicificaciones sindiagenéticas siendo el cuarzo el producto de reemplazamiento tanto de cristales de yeso como de calcita, ésta formada a su vez por reemplazamiento de yeso.

Los minerales silíceos se presentan en depósitos marginales lacustres dentro de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Calatayud. Resultan frecuentes las inclusiones de anhidrita en los cristales silíceos, especialmente en morfologías euhedrales presentes en carbonatos diagenéticos de los márgenes occidental u oriental de cuenca. En algunos casos se han observado morfologías cuadrado-rectangulares de cuarzo que son producto de la pseudomorfización de cristales de anhidrita. En este sentido, Friedman y Shukla (1980) relacionaron la existencia de cuarzoes euhedrales en sedimentos dolomitizados de la Fm. Lockport del Silúrico Medio de Nueva York como rellenos de morfologías cristalinas de sulfatos previamente disueltas (especialmente yeso y celestina).

La cristalización de las diferentes formas de la sílice depende en un mayor grado del contenido en sílice más que el de sulfatos o magnesio (Arbey, 1980). Folk y Pittman (1971) sugirieron que un pH elevado favorece las formas de elongación positiva (cuarcina, lutecina), mientras que un pH bajo favorece la cristalización de calcedonia. En este sentido, Bustillo (1976a) indica que las diferentes texturas de cuarzo se corresponden con distintas concentraciones en sílice y, por tanto, distintas velocidades de precipitación, correspondiendo los géneros opalinos a fases formadas con mayor concentración en sílice, y, progresivamente, cuarzo micro-cryptocristalino, calcedonia, cuarcina-lutecina, y finalmente, megacuarzo como fase de menor concentración.

Descartándose un origen biogénico o hidrotermal, la procedencia de la sílice en cuencas continentales terciarias permanece como un tema de debate. Existen dos posibilidades para la génesis de la sílice: a) por lixiviado de materiales silíceos en las áreas fuente tras su meteorización (Bustillo, 1976b; Arribas *et al.*, 1991) o b) mediante transformaciones mineralógicas intracuencales de arcillas (Bustillo *et al.*, 1989; Inglés y Anadón, 1991).

La génesis de las silicificaciones en materiales laminados de la Cuenca de Calatayud deben estar relacionadas con cambios en el régimen de salinidad del lago salino. Así, las épocas de dilución de la salmuera están representadas en estas litofacies por la precipitación de carbonatos magnésicos con aportes terrígenos; las aguas, aportadas durante estos periodos, que se encontrarían cargadas en sílice procedente del lixiviado de los bordes cuarcíticos y pizarrosos, entrarían en contacto con salmueras salinas o con fases minerales con salmueras salinas intersticiales, produciéndose en ese momento la silicificación parcial de las evaporitas anteriormente precipitadas. Esta idea concuerda por Rodríguez Aranda (1994), quien indica que la precipitación de sílice en las formaciones evaporíticas de la Cuenca de Madrid se produjo probablemente durante episodios de interrupción de la sedimentación yesífera en ambiente de lago salino, que se corresponderían con fases de retracción/desecación lacustre. En este ambiente, las aguas freáticas serían alcalinas con una cierta concentración en sílice, y la evaporación a través del sedimento aumentaría su concentración hasta causar su precipitación (Bustillo y Díaz Molina, 1980; Arribas *et al.*, 1991).

Otro posible factor influyente en la precipitación de sílice sería la impregnación de los sedimentos yesíferos por aguas relativamente ácidas (arroyadas o lluvias torrenciales) respecto a las salmueras subsuperficiales en un lago salino desecado (Salvany, 1989; Rodríguez-Aranda *et al.*, 1991a). Salvany *et al.* (1994) indican que la progresiva concentración de las salmueras en el ambiente evaporítico y su rápida dilución por aguas dulces meteóricas causaría drásticos cambios en las condiciones físicoquímicas (pH, temperatura, y concentración) que podrían causar la precipitación de sílice.

2. 1. 6. INTERPRETACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS. ELEMENTOS MAYORES Y RELACIONES ISOTÓPICAS DE OXÍGENO Y CARBONO.

Geoquímica elemental (elementos mayores)

Como se ha comentado precedentemente en el apartado de descripción, se han relacionado los valores de los elementos mayores que mejor discriminan los carbonatos diagenéticos de los grupos litológicos restantes de carbonatos (Fig. 7.90). Dentro del grupo de carbonatos diagenéticos existe una evidente heterogeneidad composicional, con un grupo que posee valores muy similares al de las calcitas de Unidad Superior (más cercanos al de las calcitas puras), y otro grupo más enriquecido en los elementos considerados, con mayor dispersión de valores.

A lo largo de este capítulo se ha interpretado que una gran parte de los carbonatos diagenéticos de la cuenca proceden de facies deposicionales formadas por materiales yesíferos-carbonatado magnésicos, donde los carbonatos son dolomita y magnesita. La comparación entre los diferentes grupos litológicos carbonáticos de la

cuenca permite llegar a una interpretación acerca del comportamiento de ciertos elementos en un proceso de reemplazamiento mineral.

En los procesos de neomorfismo y/o reemplazamiento, la disminución en los contenidos de Mg y Na en las fases resultantes es coherente ya que estos elementos poseen un coeficiente de distribución menor que la unidad (coeficiente que regula la incorporación de elementos a la red de los carbonatos). Sin embargo, el Fe y Mn tienen un coeficiente mayor que la unidad, por lo que cabría esperar un aumento en la proporción en las fases diagenéticas resultantes, incluso considerando la inexistencia de aportes externos.

El Fe y Mn, al poseer varios estados de valencia además del divalente, que es el necesario para su incorporación a la red de los carbonatos en posiciones estequiométricas sustituyendo al Ca^{2+} o al Mg^{2+} , se encuentran influenciados por las condiciones redox (ver Lohmann 1988 y Barnaby y Rimstidt, 1989). Los bajos valores de Mn son indicativos de ambiente oxidante. Por ello, el Fe y Mn no están disponibles en las aguas diagenéticas debido al carácter oxidante del ambiente, donde son liberados a la solución y precipitan rápidamente en forma de óxidos e hidróxidos insolubles, como cationes de alta valencia. En definitiva, los bajos contenidos en Fe y Mn sugieren un sistema diagenético cerrado con respecto a estos elementos, sin fuentes externas de Fe y Mn, con un fluido de condiciones oxidantes.

Según algunos autores (Fritz y Katz, 1972; Land y Hoops, 1973; White, 1977; Ishikawa e Ichikuni, 1984) los bajos contenidos en Na proporcionan una idea de la baja salinidad del medio, tanto deposicional como diagenético. Sin embargo, esta relación ha sido cuestionada por Kitano *et al.* (1975) o Busenberg y Plummer (1985). En este sentido, las interpretaciones realizadas sobre los medios deposicionales para los materiales precursores de los carbonatos diagenéticos muestran condiciones evaporíticas con un grado moderado de salinidad, que descende paulatinamente hacia el techo de la Unidad Intermedia. Por otra parte, los valores bajos de Na en los carbonatos diagenéticos serían coherentes con el modelo genético que proponemos, en relación con el aporte de aguas dulces de composición bicarbonatado-cálcica. La baja incorporación del Mg en las calcitas diagenéticas indica que el sistema diagenético se encontraba abierto con respecto a este elemento. La incorporación del Mg a la red de la calcita se encuentra influenciada de forma directa por la temperatura (Katz, 1973; Burton y Walter, 1987; Mucci, 1987; Oomori *et al.*, 1987), por lo que sus bajos contenidos pueden ser reflejo de temperaturas relativamente bajas. Sin embargo, la influencia de otros factores puede ser diversa (ver Dickson, 1990 y Morse y MacKenzie, 1990), como la tasa de precipitación o el grado de saturación (Mg/Ca de la solución).

Geoquímica isotópica (isótopos estables de oxígeno y carbono)

Dentro del contexto de la diagénesis meteórica, las relaciones isotópicas de las fases minerales carbonáticas diagenéticas dependen de la interrelación entre la

temperatura de precipitación del carbonato, los mecanismos de fraccionamiento isotópico, la composición isotópica del fluido diagenético, y la interacción con el ambiente diagenético.

El factor de fraccionamiento isotópico depende de la temperatura (especialmente, para el oxígeno), aunque solamente es aplicable en condiciones de equilibrio. De lo contrario, los factores cinéticos y biológicos son los dominantes, así como las composiciones isotópicas, tanto de las fases precipitadas, como de los fluidos diagenéticos.

Para el carbono, según Hoefs (1987), los principales mecanismos de fraccionamiento isotópico son:

- a) Efecto cinético durante la fotosíntesis, que produce un aumento de δC^{13} en el CO_2 remanente, y un descenso en el δC^{13} de la materia orgánica sintetizada.
- b) Efecto de intercambio químico en el sistema en equilibrio CO_2 (atm.)- HCO_3^- (disuelto), que lleva a un aumento del δC^{13} tanto del bicarbonato disuelto como del carbonato precipitado.

Para el oxígeno, estos mecanismos son:

- a) Efecto de intercambio iónico, en el que influyen factores de equilibrio tales como la temperatura, apertura del sistema, tiempo de residencia de las aguas diagenéticas, etc ...
- b) Efectos cinéticos, producidos por las diferencias en las velocidades de reacción química de los compuestos isotópicamente sustituidos, así como efectos cinéticos en procesos de fotosíntesis y respiración. Por regla general, el equilibrio químico se da con velocidades de precipitación lentas, mientras que las velocidades altas provocan disequilibrio isotópico (McCrea, 1950).
- c) Diferencias de las presiones de vapor, ya que los isótopos ligeros tienden a acumularse preferentemente en la fase gaseosa, salvo que se esté muy alejado del equilibrio isotópico.

En general, la composición isotópica de oxígeno de las aguas diagenéticas meteóricas (y continentales, en general) dependen de numerosos procesos tales como evaporación, condensación, fotosíntesis, mezcla de aguas y precipitación mineral, entre otros; e incluso de la latitud, altitud, temperatura, δO^{18} de agua de mar, cantidad de agua de lluvia y salinidad, como más representativos. La composición isotópica de carbono de las mismas aguas dependerá de la cantidad de CO_2 derivado de la degradación de la materia orgánica (empobrecida isotópicamente), de la cantidad de CO_2 derivado de la roca (enriquecida), de la cantidad de C^{12} fotosintético, de la productividad biológica, y del CO_2 derivado del suelo (empobrecido) (Allan y Matthews, 1982; Machel, 1986).

Cuando se alcanzan las condiciones de equilibrio isotópico, la naturaleza y el grado de interacción con el ambiente (relación agua/roca, apertura del sistema, interacción agua/roca, tiempo de residencia de las aguas diagenéticas) influyen de forma notable en los procesos de fraccionamiento isotópico y en la composición final de las facies diagenéticas.

En sedimentos lacustres, la dispersión de los valores isotópicos es muy alta, especialmente para el δC^{13} en lagos abiertos (Talbot, 1990), caracterizándose los lagos cerrados por una covarianza entre δC^{13} y δO^{18} , probablemente representado por la evaporación y concentración de isótopos pesados en las aguas continentales (Talbot, 1990; Talbot y Kelts, 1990; Platt, 1992), aunque estas tendencias covariantes también se han observado en sistemas fluviolacustres como las Lagunas de Ruidera (Ordóñez *et al.*, 1995). La existencia de sulfatos disueltos en las aguas también influye en la señal isotópica de δC^{13} de los carbonatos diagenéticos lacustres, que están controlados por la naturaleza de los procesos microbiológicos dominantes durante la diagénesis de la materia orgánica en las primeras etapas de enterramiento, dándose valores positivos en los lagos con baja concentración en sulfatos disueltos (dominio de la metanogénesis bacteriana) y negativos en lagos con alta concentración de sulfatos disueltos (dominio de la sulfato-reducción bacteriana) (Talbot y Kelts, 1990).

PRESERVACIÓN DE LA SEÑAL ISOTÓPICA

El potencial de preservación o la magnitud del cambio químico que otorgan los procesos diagenéticos posteriores a la señal isotópica primaria, está básicamente controlado por la diferencia de ambientes, la apertura del medio y las diferencias en el fraccionamiento isotópico de los minerales formados (Marshall, 1992). En el caso de la preservación de la señal geoquímica de diagénesis meteórica antigua, que ha podido ser afectada por otros episodios de diagénesis meteórica, se puede considerar que:

- a) Los procesos diagenéticos meteóricos superficiales transmiten al material afectado una baja potencialidad de preservación de la señal geoquímica primaria.
- b) La superposición de procesos de diagénesis meteórica sobre materiales alterados previamente por diagénesis meteórica, no van a producir, en principio, modificaciones notables en la señal geoquímica, a no ser que estén involucrados cambios ambientales (climáticos primordialmente) y/o que estos acontecimientos estén muy separados en el tiempo.
- c) Existe una mayor preservabilidad de los isótopos de C con respecto a los de O, debido a la mayor insolubilidad del CO_2 para incorporarse a las aguas diagenéticas (Anderson y Arthur, 1983).
- d) La calibración de los potenciales de preservación conlleva un estudio regional multidisciplinario para calibrar la historia diagenética del material.

La diagénesis, y en especial los procesos de cementación, neomorfismo y de reemplazamiento mineral modifican o destruyen la señal geoquímica primaria (señal

deposicional). Los diferentes tipos y ambientes diagenéticos influyen de forma diferente en el potencial de preservación de la señal geoquímica primaria; en concreto, la diagénesis meteórica supone una baja preservación de la misma (Cañaveras, 1994), aunque, en cualquier caso, existirá una preservación de pautas y tendencias.

Los carbonatos diagenéticos de la Cuenca de Calatayud no han sido afectados por diagénesis profunda, por lo que, la señal isotópica de la diagénesis meteórica temprana sólo se verá solapada por la existencia de otros procesos de diagénesis meteórica posteriores que tienen un efecto menor sobre pautas y tendencias geoquímicas exceptuando el caso en que reflejen marcados cambios climáticos o paleoambientales.

En conjunto, los materiales carbonático-diagenéticos de la Unidad Intermedia son representativos de un cuerpo deposicional polimineral carbonático-evaporítico en el que se han desarrollado una serie de procesos diagenéticos que conllevan disoluciones incongruentes, como demagnesitización y dedolomitización. La suma de los procesos diagenéticos meteóricos supone alcanzar una estabilización mineralógica y geoquímica, con el resultado final de un conjunto de materiales fundamentalmente monomineral (calcita LMC).

Tanto la mineralogía de las fases diagenéticas, como los valores isotópicos de δO^{18} , indican una composición meteórica del fluido diagenético (Hudson, 1977; Andrews, 1991). La tendencia a la existencia de valores negativos en las relaciones isotópicas del oxígeno es diagnóstica de carbonatos continentales (Hudson, 1977), a pesar de la alta variabilidad isotópica de las aguas continentales.

Aunque la composición de las aguas meteóricas es muy variable, generalmente se encuentran sobresaturadas en LMC, existiendo una tendencia a su precipitación, y subsaturadas en aragonito, HMC, y yeso, tendiendo a disolver estos minerales (Bathurst, 1975; Hanshaw y Back, 1979; Drever, 1982). Aunque la magnesita y dolomita son menos solubles que la calcita (Rauch y White, 1977; Herman y White, 1985), las aguas meteóricas alcanzan el equilibrio con carbonato cálcico antes que con aquellos minerales, por lo que puede producirse su disolución y consiguiente precipitación de calcita mediante el efecto del ión común (Plummer, 1977; Plummer *et al.*, 1990).

Los rangos isotópicos obtenidos para las calcitas diagenéticas reflejan una mayor variabilidad de los contenidos en isótopos de carbono que de los de oxígeno. Esta distribución de rangos es típica de estabilización mineralógica por diagénesis meteórica asociada a superficies de exposición subaérea (Allan y Matthews, 1977, 1982) debido a la mayor diversidad de fuentes o reservorios de carbono con respecto a los de oxígeno. Aunque no existe un registro de cobertera vegetal-paleosuelos en estos materiales, los valores de δC^{13} se encuentran indicando la existencia de una fuente de carbono isotópicamente ligero derivado del CO_2 edáfico. El δC^{13} del CO_2 atmosférico es de aproximadamente -7‰ (Keeling, 1961; Craig, 1965), y el del carbonato cálcico

precipitado a partir de una solución acuosa en equilibrio con el CO_2 atmosférico es aproximadamente +2‰ (Emrich *et al.*, 1970).

Generalmente, las calcitas diagenéticas de la Cuenca de Calatayud presentan unos valores isotópicos ligeros, correspondientes a una diagénesis meteórica somera. En la Figura 7.90 y en la Fig. 7.99 se ha podido observar la existencia de dos subgrupos de calcitas diagenéticas en función de la señal isotópica del δO^{18} :

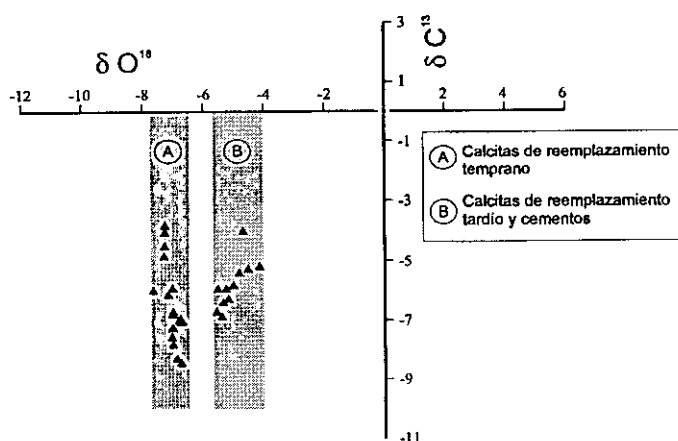


Figura 7.99. Discriminación de dos grupos de calcitas diagenéticas (calcitas de reemplazamiento temprano y calcitas de reemplazamiento tardío-cementos) en función de las relaciones isotópicas de oxígeno.

Subgrupo 1: de composición más pesada (δO^{18} entre -4 y -6,7‰), correspondiente a calcitas de reemplazamiento tardío de magnesitas (Cañave-ras *et al.*, 1998) y otras correspondientes a cementos, identificadas petrográficamente.

Subgrupo 2: de composición más ligera (δO^{18} entre -6,5 y -7,8‰) que mediante criterios petrográficos y estratigráficos de campo interpretamos que son procedentes del reemplazamiento de dolomías, y quizás magnesita. En este

subgrupo, también se discriminan con claridad otros dos grupos (Fig. 7.100) en función tanto de las relaciones isotópicas de oxígeno y carbono:

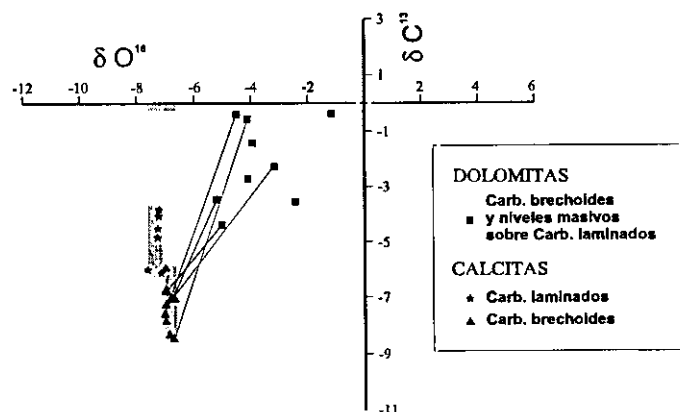


Figura 7.100. Discriminación de dos subgrupos en las calcitas de reemplazamiento temprano en función de las relaciones isotópicas de oxígeno.

a) Calcitas diagenéticas de la Subunidad $\text{C}_{\text{LD-INT}}$ (carbonatos laminados), con valores de δO^{18} entre -7,2 y -7,8‰, y δC^{13} entre -3,5 y -6,2‰.

b) Calcitas diagenéticas de la Subunidad $\text{CB}_{\text{PY-INT}}$ (calizas brechoides, con pseudomorfos de yeso y palustres) con valores de δO^{18} entre -6,5 a -7‰, y δC^{13} entre -6 a -8,5‰. Se han unido las calcitas diagenéticas con sus pares dolomíticos mediante líneas continuas, que representan dedolomitización.

Como se ha comentado con anterioridad, una buena parte de los muestreos isotópicos se han realizado en las secciones estratigráficas *Mar 2*, *Mar 3*, y *Vel-2*, por lo que en la Fig. 7.101 se representan los correspondientes perfiles isotópicos para cada sección, así como de forma integrada en la Fig 7.102. Son numerosas las muestras en estas secciones que se componen de un par dolomita-calcita, asociado a procesos de dedolomitización, que son diferenciados mediante estudio petrográfico. En general, se observa una pauta bastante invariante en el δO^{18} (exceptuando algunos grupos) y una tendencia hacia techo de las secciones a valores más ligeros de δC^{13} (Fig 7.102). En las dolomías (y magnesitas), estas tendencias en la vertical no resultan tan evidentes, si bien parece existir una tendencia algo difusa hacia valores de oxígeno más ligeros hacia el techo. Como rasgo significativo, puede destacarse que a unos 30-35 m del techo de la Unidad Intermedia, se reconoce un intervalo con valores más ligeros (de condiciones más meteóricas o edáficas) tanto en el carbono como en el oxígeno, que aparentemente coincide con los tramos basales de la Subunidad CB_{py}-INT.

Calcitizaciones de génesis temprana

Las calcitas diagenéticas de génesis temprana (Fig. 7.99) tienen una señal isotópica de δO^{18} distinta de la que poseen las tardías, lo que implica la existencia de algún rasgo diferencial entre ambas. Como se ha descrito anteriormente durante este capítulo, las calcitas tempranas y tardías son textural y mineralógicamente semejantes, y si asumimos un contexto de formación diagenético meteórico somero también similar, las diferencias en la señal isotópica podrían ser atribuidas a diferencias de temperatura o del tipo de agua de formación. En la Figura 7.100 se ha podido distinguir la existencia de dos tipos de calcitas diagenéticas, que se encuentran estratigráficamente sesgadas, además de un amplio rango de dolomitas; en algún caso, se han unido mediante una línea continua muestras pareadas calcita-dolomita.

Si consideramos en conjunto a todas las muestras de calcita diagenética de génesis temprana que poseen par mineralógico con dolomita, se construye un modelo clásico de diagénesis meteórica, con una morfología de J invertida (Fig. 7.103) (ver Lohmann, 1988) donde:

- El δO^{18} permanece invariante, marcando la línea de la calcita meteórica, y en el que usando las curvas de fraccionamiento (Friedman y O'Neill, 1977) o, la ecuación de paleotemperaturas de Hays y Grossman (1991) (Fig. 7.104a), se puede calcular la composición del agua en equilibrio con las calcitas (-6,5‰ a -9‰_{SMOW}) considerando un rango de temperatura de 10-15° C.
- A menor distancia a la superficie, se presentan las muestras con una composición isotópica más ligera en δC^{13} .

Por el contrario, si se consideran los dos grupos de calcita por separado, se puede construir el mismo modelo para las calcitas ubicadas en niveles brechoides y sus

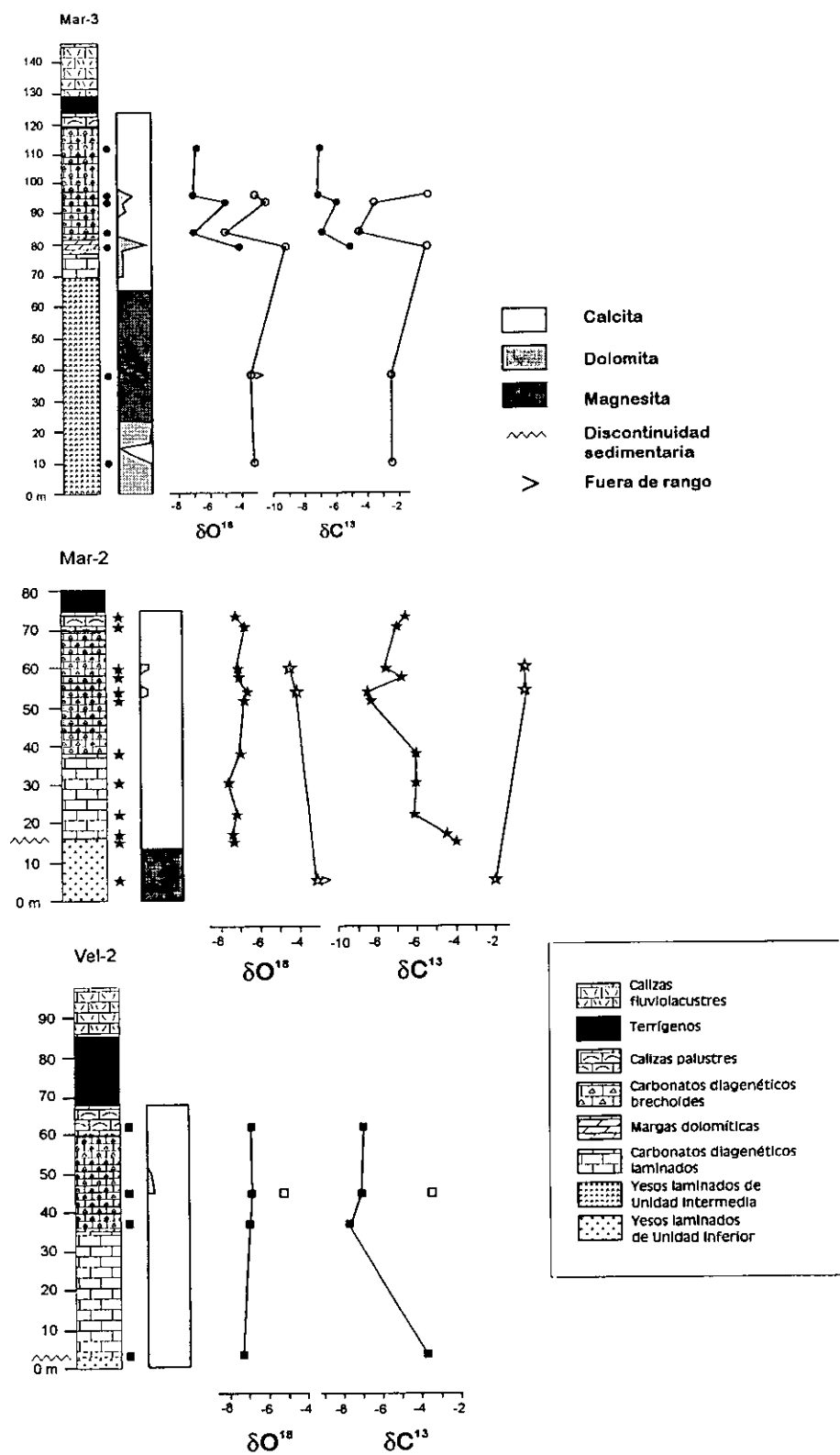


Figura 7.101. Perfiles isotópicos de las secciones Mar 2, Mar 3, y Vel-2.

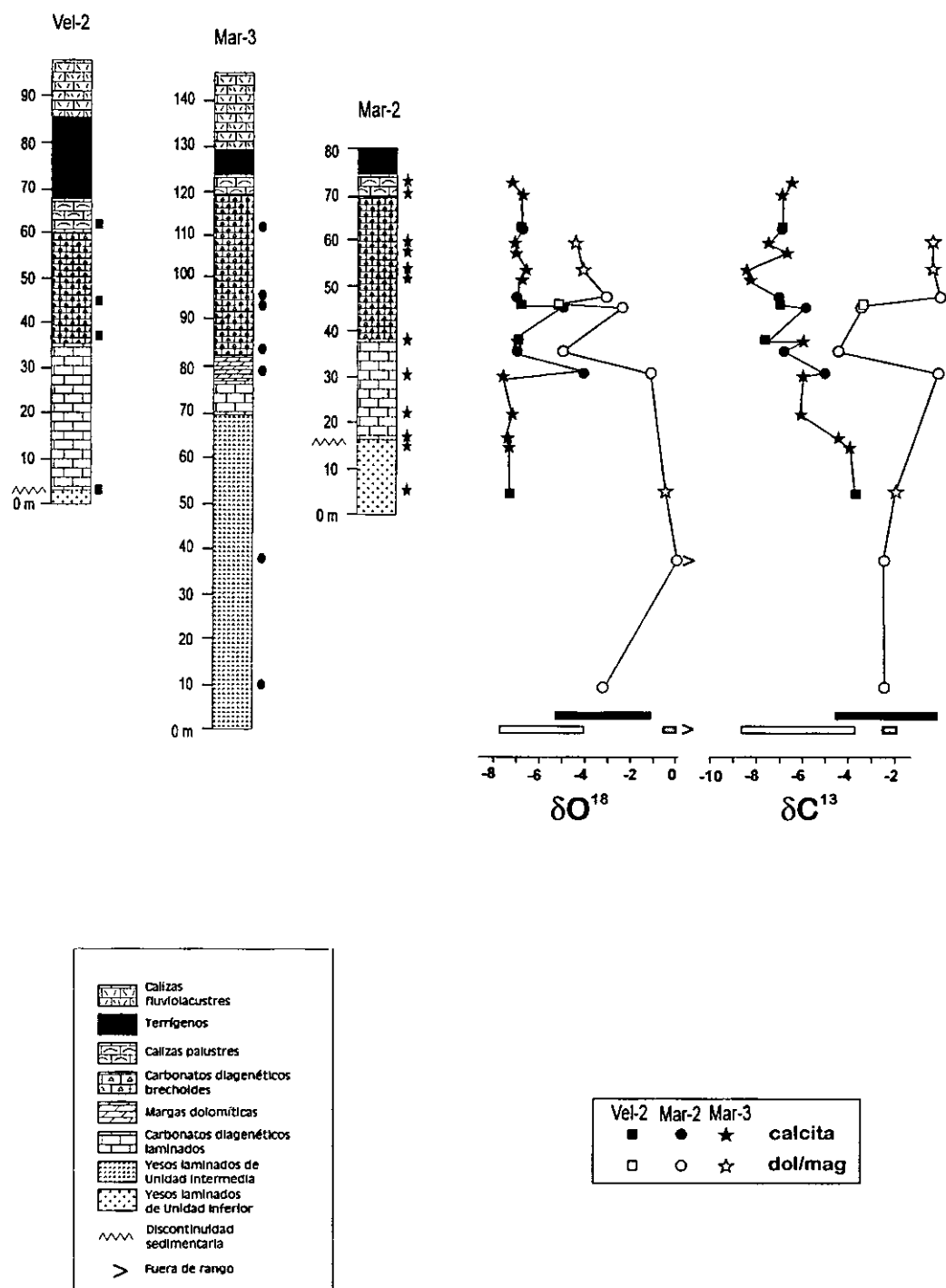


Figura 7.102. Perfil isotópico integrado de las secciones estratigráficas Mar 2, Mar 3, y Vel-2.

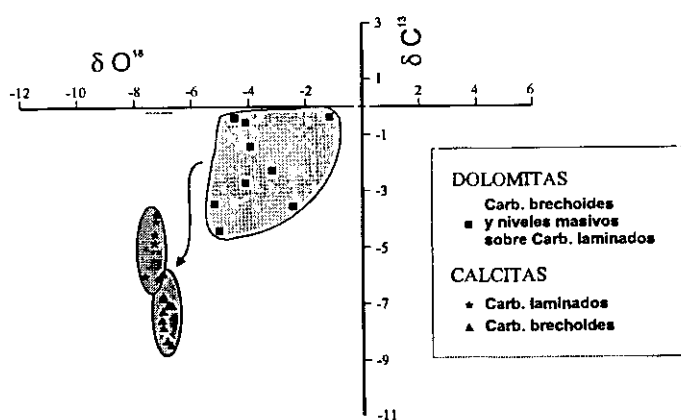


Figura 7.103. Representación de las relaciones isotópicas de C y O de las muestras de calcita diagenética de génesis temprana. A partir de los pares mineralógicos calcita-dolomita, se construye un modelo de diagénesis meteórica, con una morfología de J invertida (ver Lohmann, 1988).

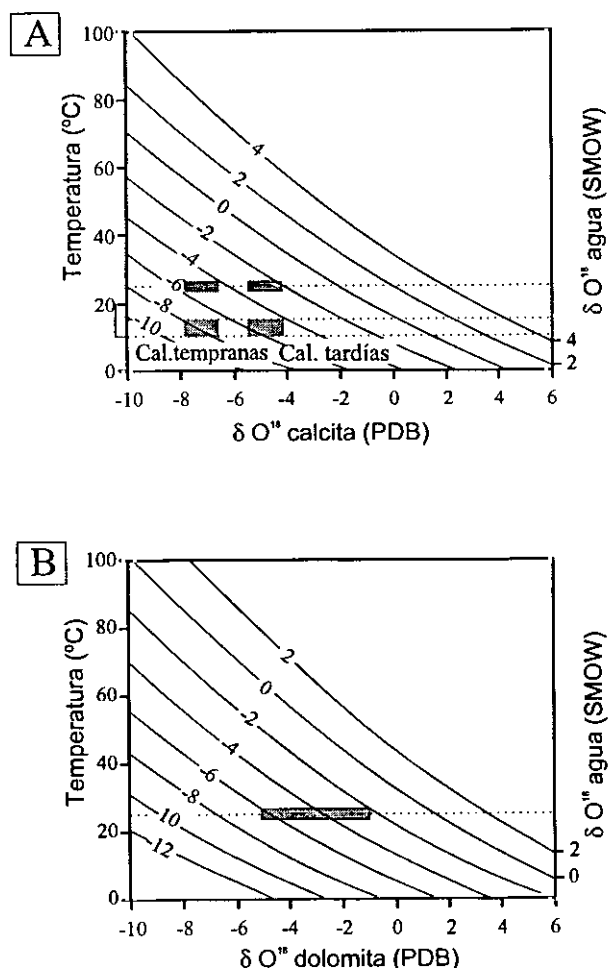


Figura 7.104. A) Composición del agua en equilibrio con las calcitas considerando un rango de temperatura de 10-15°C. B) Composición del agua en equilibrio con las dolomitas considerando un rango de temperatura de unos 25°C.

dolomitas coexistentes. En este caso la composición teórica del agua en equilibrio con las calcitas sería de -6,5 a -8,1‰ SMOW con el rango de temperatura de 10-15°C, mientras que la correspondiente a las calcitas laminadas sería de -7 a -9‰ SMOW.

Calcitizaciones de génesis tardía

En el apartado de interpretación sobre el proceso de demagnesitización, se demostró que las calcitizaciones de láminas de magnesita en el sector del Asador San Ramón eran tardías; estimando una temperatura para el proceso de 10-15°C y utilizando las curvas de fraccionamiento isotópico de Spötl y Burns (1994), el agua diagenética tendría una señal isotópica de δO^{18}_{SMOW} -5 a -7‰. Esta composición se ajusta muy bien a la que se presentan en las aguas de lluvia actuales, en zonas cercanas (p.e. el Sur de Francia) donde Andrews *et al.* (1997) y Rosanski *et al.* (1993) proporcionan valores medios de δO^{18}_{SMOW} de entre -6 y -7‰. Asumiendo un rango de temperaturas de 10-15°C, y calculando la composición isotópica del agua de lluvia en equilibrio, según la expresión de Delgado *et al.* (1991), $\delta O^{18}_{SMOW} = 0,344 T^2 (^\circ C) - 10,1$, obtenemos un rango isotópico entre -5 y -6,6‰.

Calculando el agua en equilibrio con el carbonato precipitado en los rangos de temperatura de 10-15°C, según las curvas de fraccionamiento isotópico de Friedman y O'Neill (1977) o la ecuación de paleotemperaturas de Hays y Grossman (1991) obtenemos, de la misma forma, un rango isotópico de -5 a -7‰ (Fig. 7.104). Por todas estas razones, se demuestra que las magnesitas y calcitas no pueden ser coetáneas (asumiendo una temperatura media para la precipitación de la magnesita de unos 25°C, coherente en ambientes evaporíticos).

Aplicando el mismo procedimiento para dolomitas, basándose en las muestras que presentan pares calcita-dolomita (Fig. 7.104b), obtenemos para una temperatura de aproximadamente unos 25°C, unas dolomías lacustres someras que precipitarían a partir de un agua de composición -2 a -6,3 (para todas las dolomías). Unas "supuestas calcitas lacustres someras precipitadas en las mismas condiciones de temperatura lo podrían hacer también a partir de un agua con composición de δO^{18} de -2 a -3,5‰. Sin embargo, aunque los valores isotópicos indican que podrían ser coetáneas en origen, se han mostrado abundantes criterios petrográficos que indican todo lo contrario.

Diferencias entre la fase temprana y tardía

Las diferencias entre las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de las calcitas correspondientes a las fases tempranas y tardías pueden obedecer principalmente tanto a cambios del tipo de agua o cambios en el tipo de precursor.

Como hemos visto con anterioridad, las calcitas de reemplazamiento temprano, pueden subdividirse en dos grupos; los correspondientes a los tramos más altos en las series son el producto de procesos de dedolomitización en la Subunidad DC_{py}-INT, como ha mostrado su estudio petrográfico-textural, y la existencia de pares mineralógicos calcita-dolomita (Fig. 7.103). Este grupo posee valores isotópicos ligeros del δC^{13} , que sugieren un ambiente continental donde el agua se encontraría más enriquecida en carbono orgánico derivado del suelo. Por el contrario, para las calcitas correspondientes a los tramos más bajos de las series estratigráficas, no se conoce con certeza su precursor, ya que no se han encontrado relictos de fases minerales, aunque mediante criterios estratigráficos, se puede decir que podrían corresponderse tanto con materiales de la Subunidad Y_{tm}-INT como de los tramos inferiores de la Subunidad M_D-INT, es decir con un material precursor carbonático magnesítico y/o dolomítico. En este caso, las diferencias entre ambos grupos pueden ser debidas a cambios en el material precursor, y en concreto a un descenso relativo del Mg en los carbonatos deposicionales desde los materiales de base hasta los de techo de los tramos con carbonatos diagenéticos.

En las calcitas de reemplazamiento tardío (principalmente demagnesitas de la Unidad Inferior) y algunos cementos del techo de la Unidad Intermedia, el grupo aparece con un rango más amplio en las relaciones de δO^{18} que el grupo de calcitas tempranas, con el que se diferencia claramente. En este caso, el factor de la composición isotópica

del agua meteórica puede ejercer un importante papel, ya que puede haber variado a lo largo del tiempo.

Asumiendo el fraccionamiento *Rayleigh* como mecanismo válido para el control de la composición isotópica de las aguas de lluvia mediante la composición del agua oceánica, y si ésta ha cambiado desde el Mioceno hasta la actualidad, es lógico pensar que se haya visto reflejado en las aguas de lluvia, y, por consiguiente en las aguas meteóricas derivadas de éstas. Sin embargo, en contra de esta hipótesis, Savin *et al.* (1985) indican que la composición isotópica del agua oceánica en el Mioceno Superior se corresponde con unas valores equivalentes a los actuales.

Como último posible factor que influya en las diferencias de la composición isotópica de las calcitas tardías y tempranas figura la temperatura. Efectuando el cálculo de la temperatura necesaria para el equilibrio de unas aguas semejantes a las actuales (usando el valor inferido de las calcitas tardías de -5 a -7‰) con la composición isotópica de los carbonatos tempranos, obtenemos una temperatura algo mayor, de unos 20°C, aunque quizás puede considerarse excesiva para un fluido diagenético meteórico.

2. 1. 7. MODELO DE FORMACIÓN DE CARBONATOS DIAGENÉTICOS

Génesis de las texturas laminadas y masivas diagenéticas

Los carbonatos diagenéticos laminados, independientemente del momento de su formación, muestran evidencias para un reemplazamiento de facies deposicionales laminadas evaporítico-carbonáticas. En este sentido, las evaporitas reemplazadas son tanto morfologías de cristales de anhidrita o yeso, mientras que los precursores carbonáticos pueden ser dolomíticos o magnesíticos (Lámina II). Por otra parte, el aragonito puede aparecer como precipitado primario intrasedimentario, cemento o como reemplazamiento de sulfatos cálcicos, constituyendo a menudo un paso intermedio para su posterior reemplazamiento por calcita.

Las facies precursoras de los carbonatos diagenéticos son básicamente a) anhidrita (\pm yeso \pm aragonito)/magnesita y b) yeso primario/dolomita-magnesita.

Esta diferenciación realizada en función de los precursores identificados posee también connotaciones de carácter paleogeográfico y cronológico. Así, las facies de anhidrita laminada con magnesita se han localizado en asociación con la Subunidad L_C-INF o C_{LD}-INT en áreas de margen de lago salino. Por el contrario, las facies de yeso primario laminadas con dolomita-magnesita forman parte de las subunidades C_{LD}-INT y CB_{PY}-INT, extendiéndose por buena parte de los sectores centrales de cuenca.

La sustitución de los precursores laminados da lugar a estructuras formadas por una alternancia rítmica y milimétrica de bandas oscuras y claras (Fig. 7.105):

- En lámina delgada, las láminas oscuras se asocian generalmente con una textura microesparítica con gran cantidad de relictos de micrita. Son producto de la sustitución de un precursor carbonatado-magnésico (magnesita o dolomita) de tamaño cristalino siempre menor de $4\ \mu\text{m}$ (por dedolomitización o demagnesitización). De visu, suelen corresponderse con láminas de color ocre a pardo oscuro, con aspecto homogéneo y poca porosidad. Estas bandas carbonáticas se caracterizan normalmente por la presencia de una fina estructura laminada marcada por restos vegetales orientados y pequeñas pasadas de limos y arcillas. Otras texturas más particulares atribuidas a una sustitución de un precursor micrítico (en concreto, dolomicrítico) son las calcitas fibrosas y las calcitas suturadas. En ocasiones, se da lugar a texturas con cristales sub-romboédricos ricos en inclusiones, aunque de menor tamaño que los procedentes de un reemplazamiento de sulfatos cálcicos.

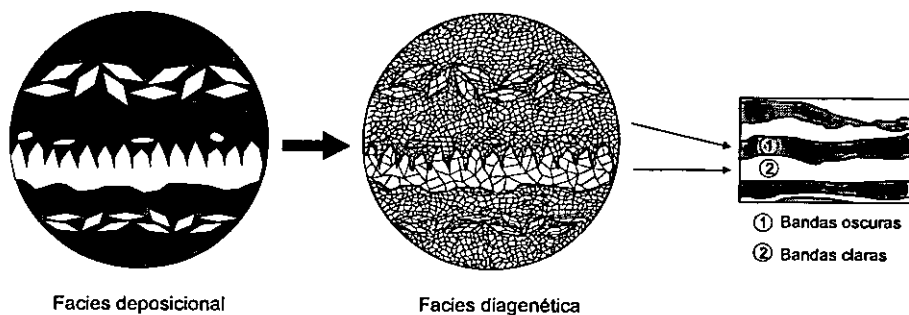


Figura 7.105. Esquema que representa el cambio microtextural producido en el proceso de calcitización y su asociación a macroescala con bandas claras/oscuras.

- En lámina delgada, las bandas claras se asocian normalmente con texturas pseudoesparíticas-esparíticas o texturas de cristales de calcita sub-romboédricos, limpios, sin impurezas, o con núcleo anubarrado. Son el producto de la sustitución/pseudomorfización de sulfatos cálcicos. De visu, suelen corresponderse con láminas de color ocre-crema a blanco, con un aspecto masivo cuando existe un mosaico pseudoesparítico-esparítico bien desarrollado, pero con un aspecto granudo y poroso, cuando los mosaicos están incompletos o cuando existe un agregado de cristales de morfología subromboédrica. Estas bandas se caracterizan por su asociación con formaciones silíceas heredadas de las fases sulfatadas precursoras. Se reconocen morfologías propias de anhidrita, de yeso, o de aragonito. En muchas ocasiones, el aragonito permanece como fase relict, parcialmente calcitizada.

En carbonatos diagenéticos de estructura no laminada, procedente, por ejemplo de la calcitización de dolomicritas con yeso lenticular aislado, se pueden utilizar los mismos criterios referentes a texturas microesparíticas/pseudoesparíticas-esparíticas, para la identificación de los precursores.

Cronología de los procesos de calcitización carbonato magnésico/sulfato cálcico.

Los últimos tramos yesíferos de Unidad Inferior previos a la superficie paleokárstica que les separa de los carbonatos diagenéticos suprayacentes (ver capítulo 8), siempre se aprecian indicios de una calcitización incipiente en forma de cristales aislados o agregados de morfologías sub-romboédricas, que suelen concentrarse a favor de discontinuidades entre cristales o láminas arcilloso-carbonáticas. También se ha localizado evidencias de un reemplazamiento similar en las coberteras actuales de alteración de facies evaporíticas.

Generalmente, el contacto yeso/carbonato diagenético es brusco, desapareciendo de forma neta las mineralogías sulfatadas (ver capítulo 8). En muchas de las series que contienen este tipo de contacto yeso/carbonato (Fig. 7.106), los primeros tramos de carbonato diagenético presentan abundancia de moldes de evaporitas, en algunos casos con un grado de pseudomorfización parcial. Estas texturas son generalmente heterogéneas y presentan un alto grado de porosidad. Las texturas pseudomórficas y las texturas con fantasmas de evaporitas, quedan preferentemente concentradas hacia techo de las secciones de carbonatos diagenéticos. Esta observación es coherente con el mayor grado de recrystalización observado en campo hacia la parte más alta de las series.

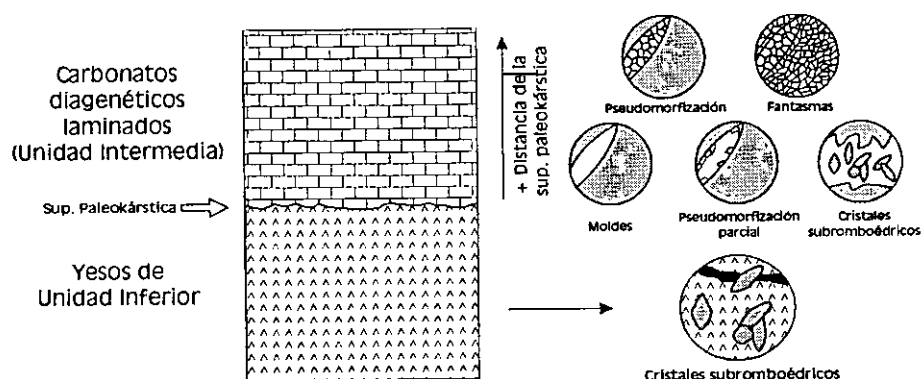


Figura 7.106. Esquema que muestra los diferentes tipos de texturas relacionados con los carbonatos diagenéticos laminados en relación con su proximidad a la superficie paleokárstica que delimita la Unidad Inferior de la Unidad Intermedia.

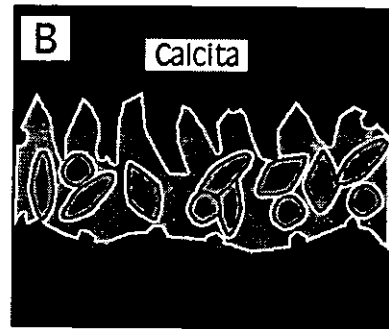
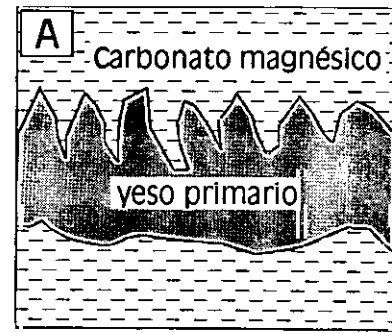
- En muchos de los casos en que las bandas claras de los carbonatos diagenéticos laminados presentan alta porosidad, se debe a la existencia de una textura de cristales subromboédricos de calcita, que se encuentran aislados o como agregados formando texturas "flotantes", que se encuentran en alternancia con láminas de mosaicos microesparíticos. Como se ha indicado anteriormente, el crecimiento de estos cristales queda necesariamente relacionado con la existencia de un soporte sulfatado en el momento de su crecimiento. No se han encontrado evidencias para una interpretación como cemento de una porosidad previa. En la génesis de una textura porosa como esta, parece necesaria una disolución posterior de los sulfatos (Fig. 7.107), o la alternancia de

etapas con disolución de sulfatos con la precipitación de calcita sobre los mismos soportes sulfatados que se están disolviendo, hasta llegar un momento en el que el proceso finaliza por agotamiento.

Similares texturas se han observado en el Km 11 de la carretera C-202 (Calatayud-Nuévalos). En este caso, los niveles de magnesita presentan una calcitización total hacia el centro de las estructuras de colapso, conservándose el espesor de lámina; sin embargo, los niveles de yesos pasan progresivamente a la zona de calcitización a un conjunto poroso de agregados de cristales de calcita sub-romboédricos, con una clara disminución del espesor de lámina. Este factor provoca que el conjunto de la sección afectada por la calcitización tenga una importante pérdida volumétrica, favorecido por la propia presión litostática (Fig. 7.108), produciéndose una estructura sinforme de deformación. Es resaltable, que el material formado por agregados de cristales sub-romboédricos de calcita presenta baja consistencia y una alta capacidad para deformarse dúctilmente.

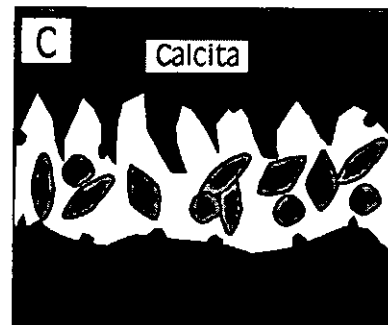
En otros casos, en campo se han encontrado evidencias de un reemplazamiento de magnesita por calcita infrayacente a la discontinuidad yeso/carbonato diagenético.

- La texturas con pseudomorfos y fantasmas de cristales de yeso son más abundantes hacia la parte superior de los tramos de carbonatos diagenéticos. Las texturas dolomicríticas con pseudomorfos de yeso en calcita implican una disolución previa del yeso, y una posterior cementación de los moldes de cristales. Sin embargo, el mecanismo de formación de texturas calcíticas con pseudomorfos de yeso implicaría posiblemente un proceso en dos etapas, con calcitización previa de un precursor carbonático-magnésico, disolución del yeso, y en una segunda etapa, relleno de los moldes de cristales de yeso. Las texturas pseudomórficas son más abundantes hacia el techo de las secciones, en relación con la propia circulación de fluidos enriquecidos en carbonato cálcico que se relaciona con los materiales calizos del



Calcitización del
carbonato magnésico

Desarrollo de cristales
sub-romboédricos
sobre soporte yesífero



Disolución del yeso

Figura 7.107. Modelo de crecimiento de cristales sub-romboédricos en un soporte yesífero, en el que la disolución total de este último, provoca la formación de una textura porosa formada por agregados de cristales sub-romboédricos.

techo de la Unidad Intermedia. En la génesis de texturas con fantasmas de yeso puede existir tanto un reemplazamiento del yeso, como cementación-pseudomorfización de un molde cristalino previo, con un consiguiente reemplazamiento del encajante micrítico.

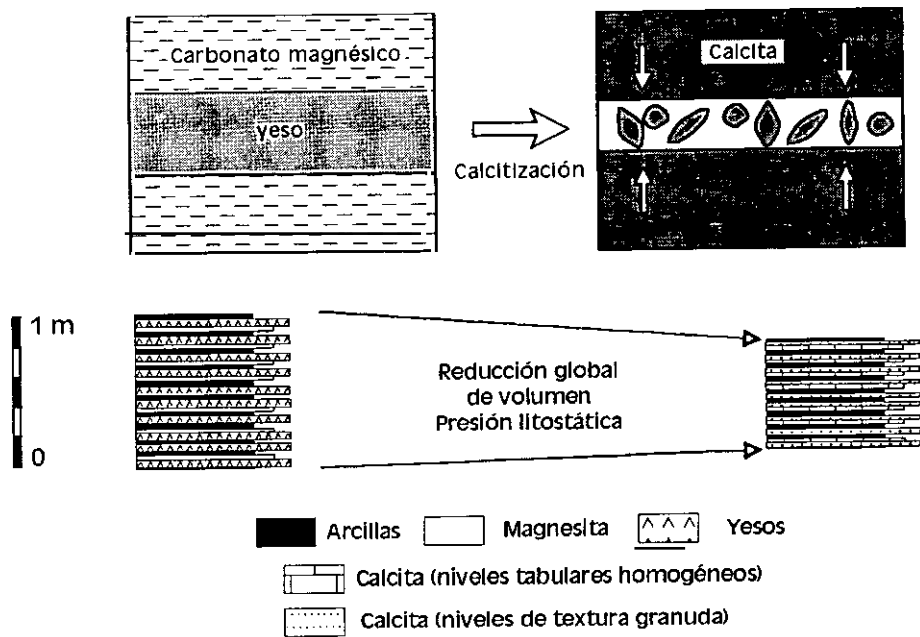


Figura 7.108. Esquema que simboliza la reducción volumétrica global ocurrida durante el proceso de calcitización de una serie yesífero/carbonatada-magnésica (ej: afloramientos del Km 11 de la Carr. C-202 Calatayud-Nuévalos).

Sólamente, de forma muy local, aunque con gran importancia, se han localizado muestras que conservan yeso sobre la discontinuidad, apareciendo la magnesita calcitizada, pero manteniéndose yesos lenticulares sin evidencias de disolución. Así, se

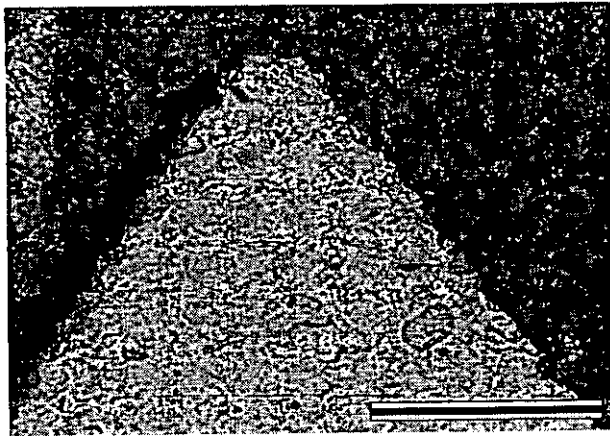


Figura 7.109. Detalle de mosaicos microesparíticos xenotópicos de sustitución de magnesita que crecen de forma agradante sustituyendo al yeso lenticular (nícoles paralelos; escala = 400 μ m).

distinguieron mosaicos microesparíticos xenotópicos (5-10 μ m) de sustitución de magnesita que crecen en continuidad óptica de forma agradante sustituyendo parcialmente el yeso lenticular (Fig. 7.109). En MEB, se aprecia perfectamente como las lentículas de yeso se encuentran inmersas en una matriz arcilloso-calcítica (Fig. 7.110). En detalle puede observarse como los cristales de calcita pueden crecer en continuidad óptica con la matriz proyectándose dentro de los contornos cristalinos del yeso (Fig. 7.111). Este ejemplo

ilustra un caso en que la calcitización de series sulfatadas comienza por un reemplazamiento previo de los precursores micríticos magnesíticos. En apoyo a estas observaciones, se han encontrado otros ejemplos en facies evaporíticas, como el de la figura 7.112 donde se puede observar que después del reemplazamiento completo de la magnesita intercrystalina por calcita, los cristales de ésta comienzan a desarrollarse en continuidad óptica reemplazando el yeso. Este mecanismo puede considerarse el inicio de la formación de texturas con fantasmas de yeso lenticular, donde tras la calcitización de un precursor carbonático magnésico se inicia el reemplazamiento en continuidad óptica del yeso lenticular existente en la textura.



Figura 7.110. Lenticulas de yeso inmersas en una matriz arcilloso-calcítica.

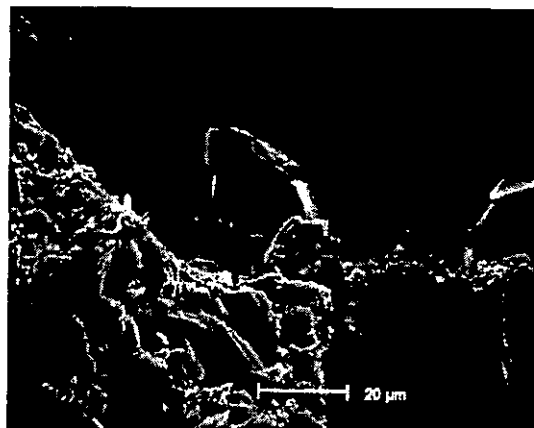


Figura 7.111. Cristales de calcita creciendo en continuidad óptica con la matriz.

Sin embargo, Cañaveras (1994) ha interpretado el origen de las calcitas suturadas a partir del recrecimiento sintaxial de cristales esparíticos de relleno de fisuras y pseudomorfización de cristales lenticulares de yeso, donde los cristales más cercanos a estas zonas presentan mayor desarrollo y continuidad óptica que los cristales de las zona con impurezas. Estos procesos, han podido ser constatados en la Cuenca de Calatayud, con un recrecimiento sintaxial de cristales esparíticos pertenecientes a una vena de calcita, que inician un reemplazamiento de una matriz dolomicrocítica,, en forma de grandes cristales de bordes suturados.

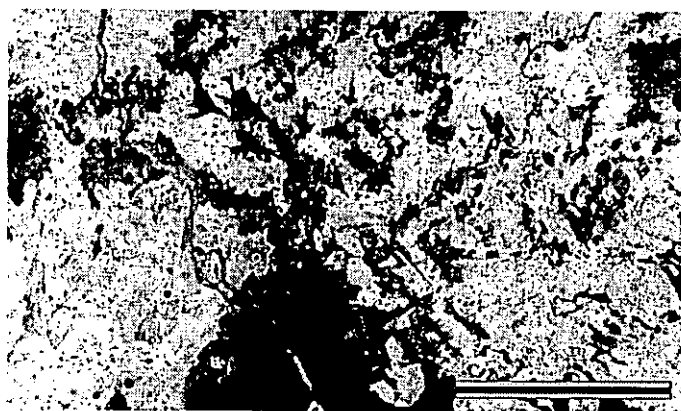


Figura 7.112. Microfotografía de yeso secundario por reemplazamiento completo de la magnesita intercrystalina por calcita (nícoles paralelos; escala = 1 mm).

Contexto paleogeográfico y modelos de calcitización

Los cuerpos de carbonatos diagenéticos constituyen uno de los rasgos más característicos del registro sedimentario de la Cuenca de Calatayud y su interpretación es un factor vital para la comprensión de la evolución de la sedimentación en la cuenca. Su génesis se encuentra relacionada con un cambio en la hidroquímica de las aguas que llegan a la cuenca. Aunque la existencia de niveles aislados de calcitización asociados a aragonito, son frecuentes en las facies siliciclástico-carbonáticas marginales de Unidad Inferior, es realmente en la Unidad Intermedia donde se ubican los grandes cuerpos de carbonatos diagenéticos, que ocupan incluso posiciones centrales dentro de la cuenca. Con anterioridad, se ha descrito la existencia de dos pulsos fundamentales en la génesis de carbonatos diagenéticos, que se solapan en los sectores centrales de la cuenca produciendo los grandes espesores de carbonatos de origen diagenético (55-60 m). Su diferenciación solamente es posible en el sector central-meridional del Bloque Sur Páramo, donde se distinguen carbonatos brechoideos de la Subunidad DC_{py}-INT de la Subunidad C_{LD}-INT (ver capítulo 8), y que prácticamente representan el total de la Unidad Intermedia, limitada a base y techo por discontinuidades sedimentarias. En estos mismos sectores, se puede observar una asociación de gran parte de las texturas descritas con un tramo estratigráfico definido (Fig. 7.113), tanto en los carbonatos diagenéticos laminados como en los carbonatos diagenéticos brechoideos.

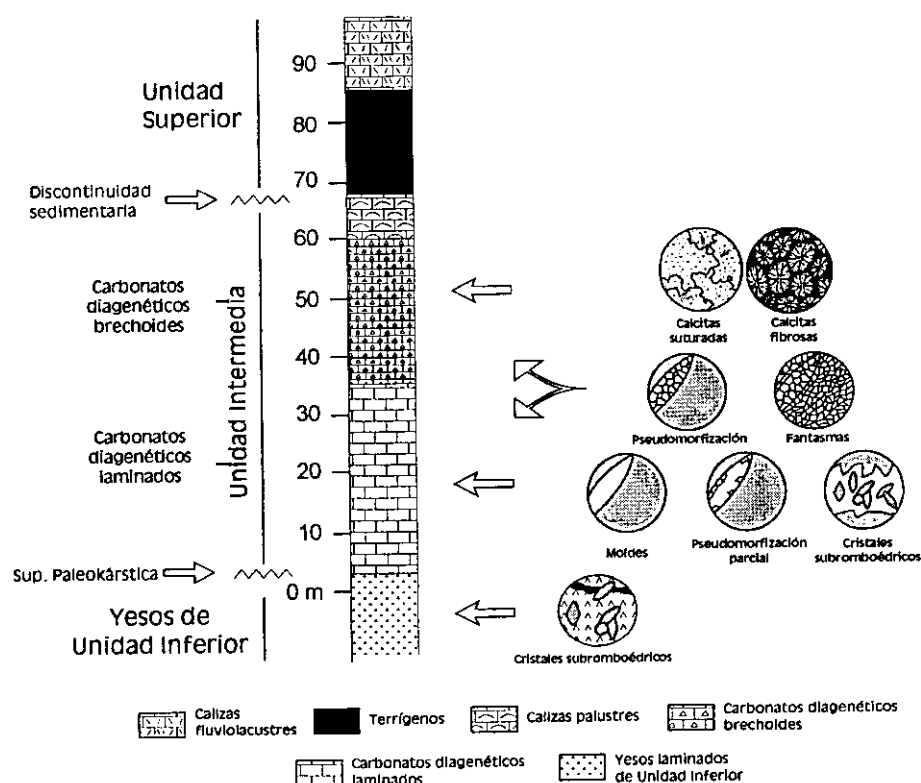


Figura 7.113. Esquema que representa la distribución estratigráfica de las microtexturas descritas dentro de las grandes potencias de carbonatos diagenéticos de la cuenca.

En conjunto, la génesis de carbonatos diagenéticos constituye un evento expansivo hacia el techo de la Unidad Intermedia. En una sección longitudinal en el Bloque Sur-Páramo, la morfología del cuerpo de carbonatos diagenéticos es una curva de distribución asimétrica invertida. Sobre esta morfología pueden trazarse líneas tiempo sobre el material soporte de la calcitización, observándose que a edades más antiguas, la calcitización es más restringida, mientras que a edades más modernas (hasta la deposición del techo de Unidad Intermedia), la calcitización es expansiva. Sin embargo, a pesar de esta expansividad de las facies diagenéticas, las facies evaporíticas están sufriendo una retracción en la cuenca hacia sectores más centrales, a la vez que llegan más aportes de aguas dulces, siliciclásticos, y se encuentran evidencias de los primeros carbonatos con gasterópodos característicos de aguas dulces. Luego, aunque la génesis de los carbonatos diagenéticos se encuentra en relación con la existencia de soportes carbonatados/evaporíticos, el cambio en la hidroquímica del agua a techo de la Unidad Intermedia permanece como un factor fundamental.

Aunque, a menudo, el registro de los carbonatos diagenéticos en los sectores de margen está incompleto, destacamos que en los sectores centrales de la cuenca, la calcitización se asocia con la presencia de materiales laminados carbonatado magnésicos/sulfatado cálcicos. En la mayoría de las ocasiones, el material soporte de la calcitización son alternancias centimétricas de láminas de carbonato magnésico (magnesita/dolomita) y yeso primario (en ocasiones anhidrita).

Los carbonatos diagenéticos de la Cuenca de Calatayud son el resultado de la calcitización de materiales de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT, por lo que interpretamos que dentro del cuerpo de carbonatos diagenéticos, los materiales de techo provienen de un reemplazamiento de yeso/dolomita, mientras que los materiales de la base provienen de la calcitización de yeso/magnesita. La estructura brechoidea de la Subunidad DC_{py} -INT es tan sólo el producto de la diagénesis de materiales dolomíticos con yeso (disolución y colapso) intercalados con niveles de calizas con gasterópodos y caráceas.

Como se ha indicado anteriormente, la señal isotópica (carbono y oxígeno) de los carbonatos diagenéticos refleja una influencia de agua meteórica enriquecida en carbonato cálcico. El reemplazamiento es resultado de procesos diagenéticos tempranos que ocurrieron tanto en el contacto de depósitos sinsedimentarios con cuerpos de agua dulce suprayacentes, o bajo enterramiento muy somero cuando los fluidos meteóricos penetraron a través de los materiales evaporíticos (Sanz-Rubio *et al.*, 1998).

También conviene remarcar que aunque la asociación de carbonatos diagenéticos con discontinuidades sedimentarias aparece como un hecho generalizado en la cuenca, se han reconocido, en raras ocasiones, materiales precursores parcialmente calcitizados sobre superficies paleokársticas en yesos, o interdigitaciones entre materiales precursores y carbonatos diagenéticos (a techo de las secciones con las mayores

potencias de carbonatos diagenéticos). Así, en el origen de los carbonatos diagenéticos, establecemos dos posibilidades (Fig. 7.114):

- Proceso polifásico de calcitización
- Proceso monofásico de calcitización

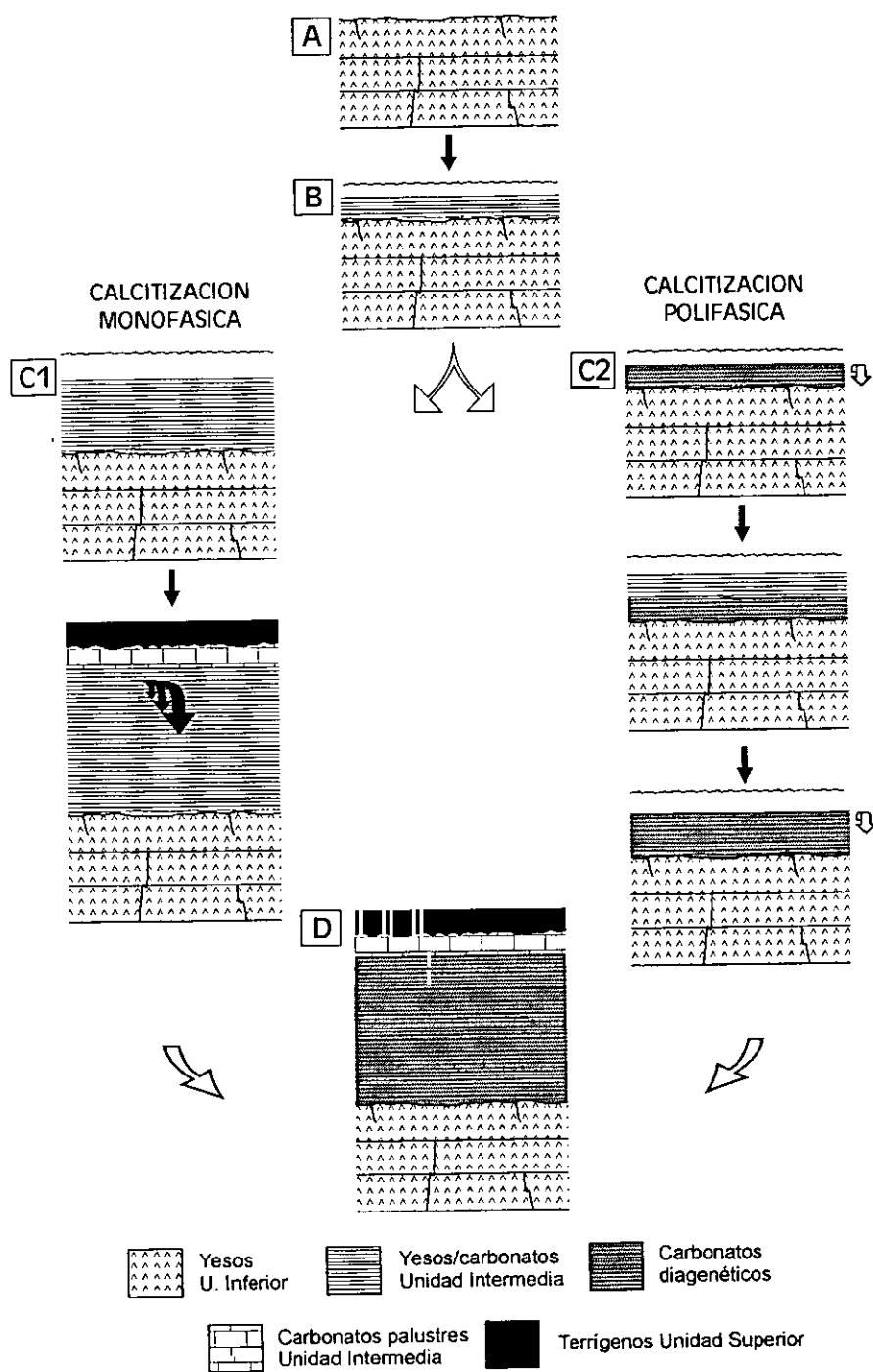


Figura 7.114. Representación gráfica de las dos hipótesis genéticas principales de los carbonatos diagenéticos laminados (calcitización polifásica y monofásica).

CALCITIZACIÓN POLIFÁSICA (FIG. 7.114 C2)

Para la génesis de las grandes potencias de carbonatos diagenéticos, aplicamos el término “calcitización polifásica” para un proceso de calcitización desarrollado en etapas múltiples, alternando momentos de sedimentación con momentos de calcitización diagenética temprana de los depósitos. De este modo, puede diferenciarse una calcitización originada de forma sinsedimentaria o una calcitización originada en un enterramiento somero:

Calcitización polifásica sinsedimentaria.

Los carbonatos diagenéticos (como sus precursores) se caracterizan por una acusada laminación que ha sido interpretada en origen como una sucesión estacional de períodos secos y húmedos, que condicionan la concentración del lago salino y los precipitados minerales. Existen períodos de avenida, representados por materiales lutíticos, en que se produce la relativa dilución de la salmuera. Estos fluidos relativamente dulces estarían en contacto con los precipitados evaporíticos/carbonáticos precedentes. En este momento, se pueden obtener las condiciones necesarias para el inicio de la calcitización.

Calcitización polifásica bajo enterramiento somero.

En este caso, la calcitización se produciría en unas condiciones de enterramiento somero en un momento excepcional de llegada de aguas dulces a la cuenca, capaz de producir la calcitización de una potencia determinada de sedimentos. En este caso, una red desarrollada de fracturas podría constituirse en vía preferente para la entrada de aguas de composición meteórica y posterior calcitización.

CALCITIZACIÓN MONOFÁSICA (FIG. 7.114 C1)

En este caso se comprendería tan sólo un gran evento de calcitización en la cuenca que estaría relacionado con la discontinuidad sedimentaria entre la Unidad Intermedia y la Unidad Superior, bajo la cual quedan los cuerpos de carbonatos diagenéticos estratigráficamente más altos del registro sedimentario de la cuenca. Las mismas aguas capaces de inducir una dedolomitización y disolución de yesos en los materiales del techo de la Unidad Intermedia, serían los agentes que causarían una calcitización de grandes potencias de materiales evaporítico/carbonáticos. Este proceso estaría indudablemente favorecido por la acción de fracturas de gran envergadura, y una red de fracturas menores bien desarrollada.

La calcitización polifásica parece ser la hipótesis que mejor se adapta a la génesis de carbonatos diagenéticos en la Unidad Intermedia de la Cuenca de Calatayud. Las relaciones de interdigitación entre carbonatos diagenéticos y materiales precursores (subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT) hacia el techo de Unidad Intermedia desestiman un

origen monofásico, por una calcitización masiva ocurrida probablemente durante el vallesiense. Por otra parte, las grandes potencias de carbonato diagenético son difíciles de explicar como resultado de un proceso único de calcitización. En este modelo, la capacidad de penetración de las aguas carbonatado-cálcicas sería limitada y necesariamente no debería coincidir en todos los casos con la discontinuidad sedimentaria (superficie paleokárstica) que separa yesos de Unidad Inferior de carbonatos diagenéticos de la Unidad Intermedia.

Una calcitización polifásica con los dos casos posibles descritos es la más indicada y lógica para explicar tanto las morfologías de los cuerpos diagenéticos como su elevada potencia. La evolución de la sedimentación en Unidad Intermedia, con un progresivo aumento de los aportes siliciclásticos hacia techo, y una creciente proporción de carbonatos de aguas dulces, es coherente con la progresiva expansividad de los carbonatos diagenéticos. En ocasiones, el solape de los efectos de una calcitización sinsedimentaria con los de un proceso con enterramiento somero podría llegar a ocurrir. La red de fracturas se convertiría en vía para la entrada de aguas meteóricas y posterior circulación subsuperficial en sentido lateral, favorecido por la propia laminación de los materiales precursores.

2. 3. LA GÉNESIS DE ARAGONITO EN LA CUENCA DE CALATAYUD

La precipitación de aragonito en ambientes sedimentarios actuales puede tener tanto un origen orgánico o inorgánico, generándose en ambientes tan diferentes como lagos salinos y/o carbonatados, en cavidades kársticas o en surgencias hidrotermales (Moore, 1956; Kitano 1962; Kitano *et al.*, 1962; Müller *et al.*, 1972; Kelts y Hsü, 1978; Last y De Deckker, 1990; Renaut, 1990; Jones y Renaut, 1996, entre otros).

El aragonito es termodinámicamente inestable a temperaturas y presiones superficiales. Los factores que controlan la precipitación de carbonato cálcico (en cualquiera de sus polimorfos) son la temperatura, los cationes en solución y su tamaño, y por último la materia orgánica (Moore, 1956). Kitano (1962) y Kitano *et al.* (1962) han indicado que la temperatura de formación es el más influyente de los factores, aunque también se considera que la relación Mg/Ca tiene un importante efecto, ya que la presencia en solución de Mg inhibe la cristalización de la calcita favoreciendo la del aragonito. Folk (1974) y Lahan (1978) indican que la relación Mg/Ca en un fluido, y en concreto en superficies cristalinas en crecimiento, ejerce el control de la composición mineral y la morfología cristalina del CaCO_3 . Por el contrario, Cole *et al.* (1994) prestan importancia a la Pco_2 de los sistemas lacustres y al agua de poros del sedimento a partir de los cuales se produce la precipitación de aragonito, ya que unos valores elevados de Pco_2 podrían favorecer una alta concentración de materia orgánica capaz de condicionar el crecimiento cristalino.

En la Cuenca de Calatayud, como se ha comentado previamente, los niveles calcítico-aragoníticos se encuentran asociados a un cinturón de facies muy estrecho. En el sector occidental de la cuenca, en el Barranco de las Dehesillas (entre La Vilueña y Valtorres, ver capítulo 3) aparecen en la transición entre facies dolomítico-arenosas-limos rojizos (con evidencias de exposición subaérea) de la Subunidad L_G-INF, y facies yesíferas de la Subunidad Y_{LN}-INF, que se formaron en parte en condiciones subacuáticas. Los cambios de facies son rápidos y los niveles calcítico-aragoníticos se asocian directamente con limos grises oscuros y ocreos, con restos vegetales orientados, y niveles finos de magnesita.

Generalmente, los niveles infrayacentes a una tábula calcítico-aragonítica están formados por magnesita en alternancia con arcillas oscuras ricas en materia orgánica, que son el encajante de macrocristales lenticulares de yeso y morfologías tipo rosa del desierto. Esta asociación de facies es indicativa de pequeñas oscilaciones de la lámina de agua en un margen de lago salino.

La observación en lámina delgada de niveles calcítico-aragoníticos aporta evidencias de una compleja historia diagenética, si bien las diferentes transformaciones mineralógicas tuvieron lugar en etapas diagenéticas muy tempranas. De esta forma, el aragonito ha sido reconocido como un precipitado primario cementante, un crecimiento intrasedimentario desplazativo, o una pseudomorfización de fases sulfatadas previas, siendo este último caso es el más importante. Por otra parte, la calcita aparece asociada como última fase diagenética en estos niveles, llegando en muchos casos a un remplazamiento de las texturas anteriores, incluyendo las del propio aragonito y carbonatos magnésicos interlaminados (posiblemente magnesita). El resultado de este reemplazamiento por calcita se refleja en texturas muy similares a las de los carbonatos diagenéticos laminados, que muestran generalmente una alternancia milimétrica (o a nivel de micras) entre bandas oscuras microesparíticas y bandas claras esparíticas, donde el aragonito, o los pseudomorfos de aragonito siempre quedan asociados a las bandas claras esparíticas. En ocasiones, se distinguen niveles limoso-arcillosos que se encuentran formando parte también de esa alternancia.

En resumen, mediante la observación de las relaciones entre diferentes fases mineralógicas en lámina delgada, nosotros interpretamos los siguientes pasos o cambios texturales para el aragonito que se encuentra pseudomorfizando sulfatos (Fig. 7.115):

- 1) Textura deposicional formada por un interlaminado de probable magnesita, arcillas, y anhidrita (yeso, en menor proporción). La precipitación de sulfatos se alcanza a techo de secuencias formadas básicamente por una alternancia de arcillas y magnesitas, una vez que se ha retirado el suficiente magnesio de la salmuera. La competición en el crecimiento cristalino de los sulfatos produce la deformación de la laminación dando lugar a ondulaciones y crestas.
- 2) Reemplazamiento temprano de los sulfatos por aragonito. Anadón *et al.* (1992) también han descrito de forma similar aragonito de hábito fibroso que

pseudomorfizaba yeso lenticular, creciendo aparentemente a favor de planos de exfoliación.

3) "Calcitización" de aragonito (transformación polimórfica), que puede ser parcial, y de los carbonatos magnésicos interlaminados, dando como resultado un nivel tabular de composición calcítico-aragonítica.

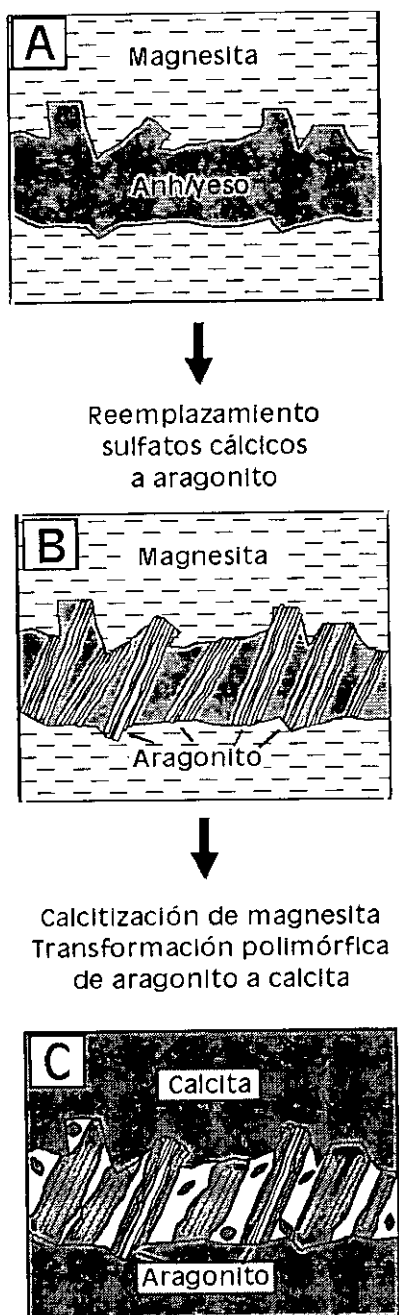


Figura 7.115. Representación de la génesis de aragonito en materiales evaporíticos de la Cuenca de Calatayud, así como su posterior transformación polimórfica a calcita.

Exceptuando la precipitación como cemento e intrasedimentaria, dentro de este modelo, la formación del aragonito debe considerarse como diagenética. El aragonito precipitaría en ambiente freático en los primeros centímetros de sedimento, reemplazando fases evaporíticas previas (básicamente anhidrita) adquiriendo una marcada orientación de los cristales tabulares típicos del aragonito. El sobrecrecimiento cristalino podría dar lugar al desplazamiento del sedimento aún sin litificar. La orientación oblicua a la estratificación que, en un gran número de casos, cobra el aragonito, así como los distintos dominios de cristales con diferentes orientaciones, constituyen un problema de interpretación.

El ambiente de formación del aragonito se vería favorecido por la presencia de una elevada P_{CO_2} y concentración de materia orgánica (Cole *et al.*, 1994). Del mismo modo, la relación Mg/Ca en el ambiente deposicional es suficientemente elevada como para inducir periódicamente la precipitación de magnesita, inhibir la de la calcita, y favorecer la de aragonito.

La recrystalización isoquímica del aragonito a calcita (LMC) decrece la porosidad en un 6%. El reemplazamiento del aragonito por calcita en la Cuenca de Calatayud es en muchos de los casos parcial, conservándose en ocasiones en texturas pseudoesparíticas toda la estructura planar orientada o radial del aragonito. Rouchy (1987) describe cementos radiales fibrosos de aragonito que son reemplazados total o parcialmente por un mosaico de calcita pseudoesparítica. Aunque la transformación aragonito-calcita constituye una reacción mayormente estudiada en ambiente marino, pueden hacerse una serie de consideraciones generales comunes a todos los ambientes deposicionales (Morse y McKenzie, 1990).

- La velocidad de reacción depende de la nucleación y tasa de crecimiento de la calcita, pero no de la disolución del aragonito.
- La transformación aragonito-calcita es dependiente de la temperatura por encima de la barrera de 50° C.
- La transformación es catalizada en soluciones que contienen electrolitos que no son inhibidores de la precipitación de la calcita (como el NaCl). Por contra, el Mg^{2+} y SO_4^{2-} y algunos componentes orgánicos pueden inhibir la transformación (Jackson y Bischoff, 1971).

En este sentido, interpretamos que la “calcitización” de aragonito y magnesita, tiene lugar en momentos tempranos en relación con aguas meteóricas ricas en Ca que llegan a la cuenca, produciéndose una disminución de la concentración de la salmuera.

El modelo genético general que planteamos para el aragonito de la Cuenca de Calatayud presenta evidentes semejanzas con las interpretaciones llevadas a cabo por Riccioni *et al.* (1996), que describen pseudomorfos hexagonales de aragonito en calcita en asociación con otras litologías con un alto contenido de materia orgánica (Fig. 7.116).

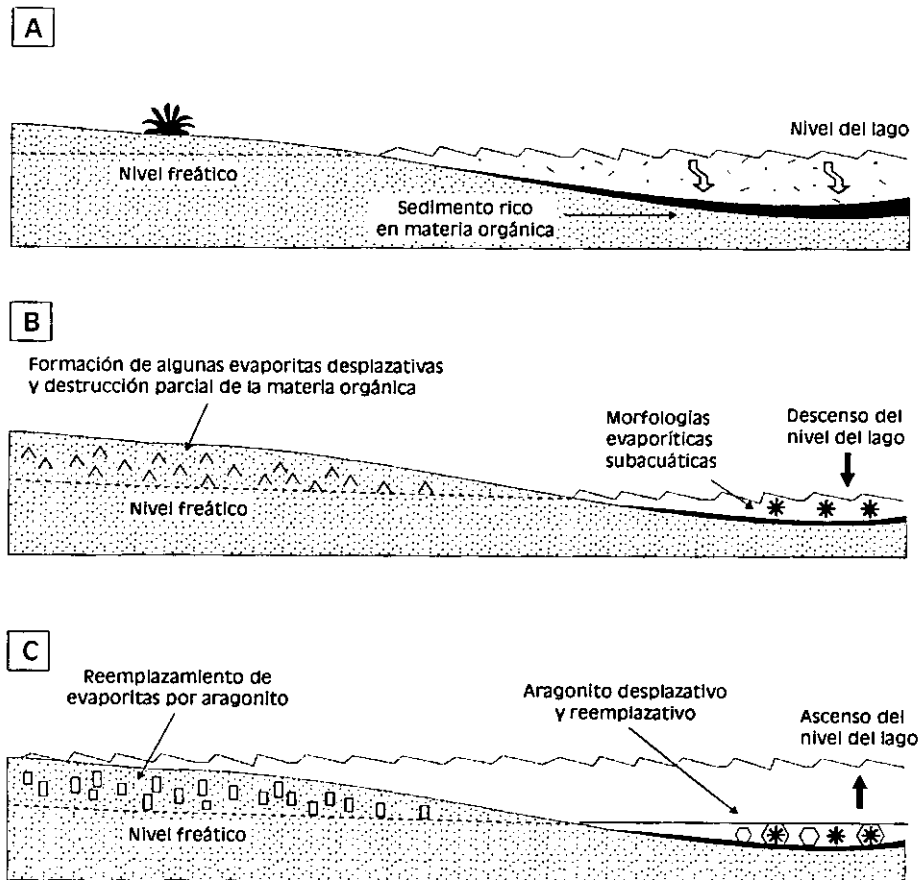


Figura 7.116. Modelo genético general de la génesis de aragonito. Modificado de Riccioni *et al.* (1996).

El aragonito precipitado inicialmente sería el resultado de una elevada P_{CO_2} (alta acumulación de materia orgánica durante el inicio del enterramiento) y de un incremento de la relación Mg/Ca por concentración de la salmuera. De la misma forma a lo observado en nuestro caso, aquellos autores sugieren la existencia de un reemplazamiento temprano de una fase sulfatada original con un crecimiento llevado a cabo fuera de los límites cristalinos de los precursores (crecimiento desplazativo) de las fases aragoníticas; al mismo tiempo, en este medio existiría una cantidad adicional de $CaCO_3$ que precipitaría en forma de aragonito de morfología pseudohexagonal aislados en una matriz en la que crecerían de forma desplazativa dentro, o en la misma superficie (interfase sedimento-agua). En nuestro caso, la existencia de una cantidad adicional de $CaCO_3$ explicaría tanto la precipitación de aragonito como cemento en fisuras (incluso moldes de evaporitas), con hábitos aciculares-concreccionares, como el crecimiento intrasedimentario observado en algunas muestras.

Así, la génesis de aragonito en la Cuenca de Calatayud quedaría finalmente indicada en las siguientes etapas:

- 1) En períodos de dilución del lago salino, se llevaría a cabo una acumulación de barros ricos en materia orgánica, como se puede comprobar por la gran cantidad de restos vegetales orientados existentes en los materiales arcilloso-limosos.
- 2) Los períodos secos traen consigo una bajada del nivel de las aguas del lago salino, a la vez que se produce la progresiva concentración de las mismas. Con moderada-alta concentración, se desarrollan evaporitas en áreas someras lacustres (anhidrita principalmente y yeso) en alternancia con magnesitas, a la vez que se produce la eliminación parcial de materia orgánica.
- 3) Una vez que se ha alcanzado un máximo en la concentración del lago salino, un nuevo período húmedo produce una subida en el nivel de las aguas, endulzamiento de las mismas y una formación de nuevas láminas arcillosas ricas en materia orgánica. Por difusión, existe un lavado de los sulfatos infrayacentes, unido a un reemplazamiento por aragonito (Riccioni *et al.*, 1996). Como en el modelo de estos últimos autores, el exceso de CO_2 producido por bacterias dentro de los sedimentos de fondo (bacterias metanogénicas y anaeróbicas) puede dar lugar a concentraciones elevadas de CO_2 con formación de aragonito desplazativo intrasedimentario, y cementante de fisuras.
- 4) Finalmente, la calcitización de los interlaminados aragonito/magnesita se produciría gracias a la entrada de aguas diluidas a la cuenca, bien de forma penecontemporánea, o en los primeros centímetros de enterramiento del sedimento.

2. 4. DOLOMITIZACIÓN

Gran parte de las dolomitizaciones en ambiente lacustre continental, han sido interpretadas como relacionadas con procesos de bombeo evaporítico (McKenzie *et al.*, 1980), o con la génesis de fluidos dolomitizantes con alta relación Mg/Ca, que reaccionan con soportes carbonatado cálcicos.

Entre las descripciones de procesos de dolomitización en ambiente continental, destacamos las realizadas en el Lago Gosiute (Cuenca Green River, Wyoming), donde Wolfbauer y Surdam (1974) indicaron que durante períodos húmedos, las aguas del lago pueden ascender e inundar charcas y llanuras aluviales. Con el regreso de condiciones más áridas, las aguas descienden exponiéndose amplias zonas de mudflat, lo cual puede causar alta evaporación en el mudflat, produciéndose un continuo bombeo evaporítico desde el nivel freático con el desarrollo de un gradiente de concentración hidráulico. Las salmueras cercanas a la superficie del mudflat poseen entonces altas relaciones Mg/Ca que causan la formación de protodolomita o un reemplazamiento penecontemporáneo de carbonatos cálcicos preexistentes.

De la misma forma, Magee (1991) propone como mecanismo de dolomitización una exposición estacional de mudflat salinos, acompañado de niveles freáticos salinos altos que permite la cristalización de yeso lenticular desplazativo y la eflorescencia de sales que rompen los barroes provocando la deflacción de arcillas como peloides de tamaño arena (Bowler, 1973, 1983). Cuando la evaporación capilar continúa, la precipitación del yeso provoca el ascenso de la relación Mg/Ca en las aguas subterráneas. Estas aguas, en contacto con sedimentos carbonáticos, pueden provocar un ambiente propicio para la dolomitización.

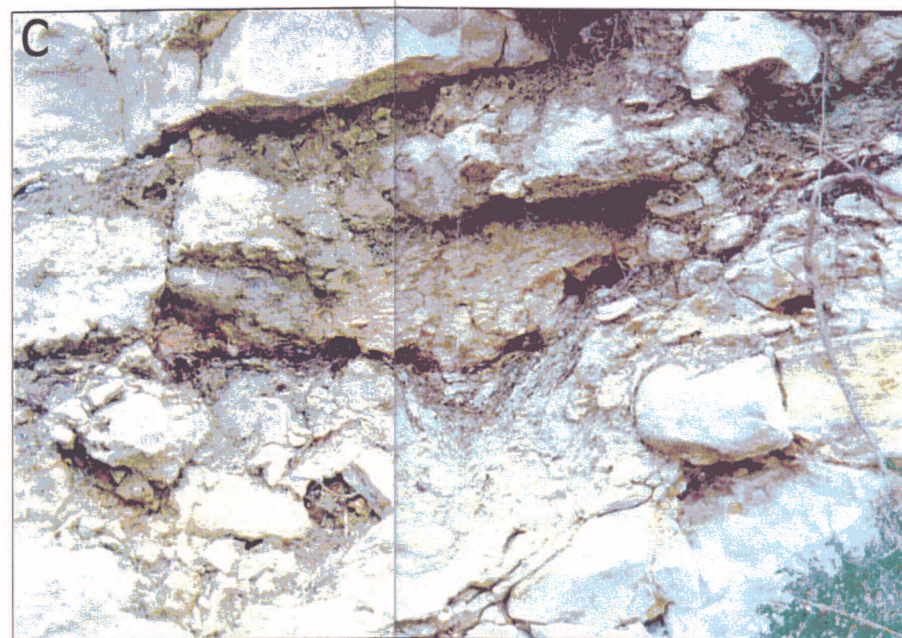
En el lago Greenly del Sur de Australia, Dutkiewicz y Von der Borch (1995) indican que durante períodos húmedos el nivel del lago asciende con la consiguiente bajada de salinidad. Durante estas etapas, la calcita puede constituirse en precipitado primario en el ambiente de playa, llevando asociado un incremento de la actividad biológica (ostrácodos, carófitas, foraminíferos). Los períodos más áridos provocarían bajada del nivel del agua del lago, con precipitación de yeso que provocaría un ascenso de la relación Mg/Ca, y la formación de fluidos dolomitizantes.

Como resumen, aunque la existencia de niveles de dolomitización no es demasiado común en el relleno neógeno de la Cuenca de Calatayud, se presentan en un ambiente deposicional muy concreto, de mudflat salino-carbonático. Las dolomitizaciones de la Cuenca de Calatayud tienen un origen muy temprano ya que, estratigráficamente, se encuentran ligadas a niveles y tramos comprendidos en series formadas casi por completo por materiales dolomíticos deposicionales. Para el reconocimiento de dolomitización es necesario un estudio petrográfico de apoyo, con el cual identificar morfologías cristalinas características y restos de actividad biológica.

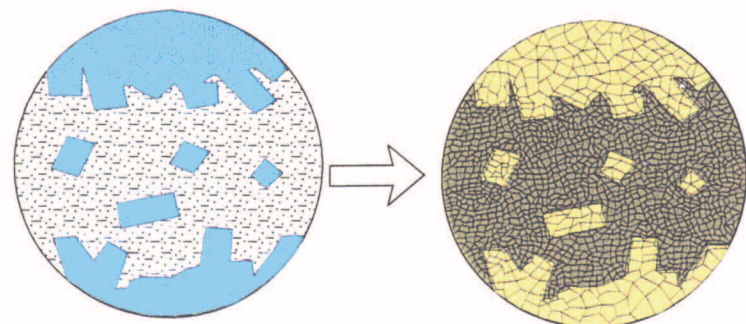
En este ambiente de mudflat carbonático, la litología carbonática dominante sería la dolomita, aunque en períodos de dilución, se puede dar lugar a la génesis de materiales calizos con restos de caráceas y gasterópodos fundamentalmente, que progradan hacia el centro de la cuenca. El reestablecimiento de las mismas condiciones de partida, es decir, una nueva etapa de aridez, provoca que se continúe con la deposición de dolomita (ver capítulo 5), de modo que los mismos fluidos producen la dolomitización de los materiales calizos. Este ambiente se encontraría sometido con periodicidad a desecación y a la génesis por evaporación capilar de salmueras con alta relación Mg/Ca, capaces de provocar una dolomitización.

Lámina I. Aspectos generales de los materiales brechoideos de la Subunidad CB_{py}-INT. A) Aspecto de la Subunidad CB_{py}-INT en la sección Mor. B) Tramos brechoideos. C y D) Rellenos y acomodación de niveles arcillosos en los tramos brechoideos

Lámina II. Representación de los dos tipos fundamentales de calcitizaciones en los carbonatos diagenéticos laminados

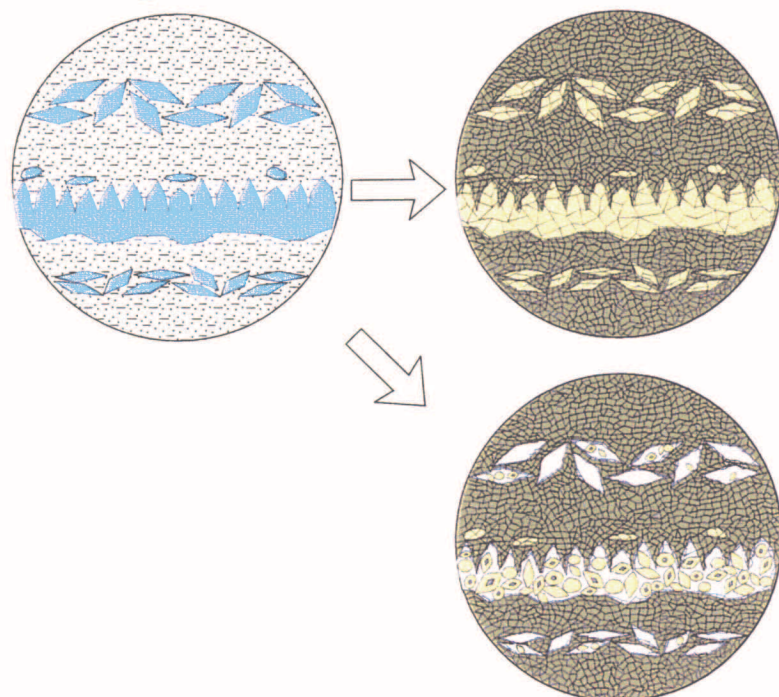


Anhidrita/magnesita

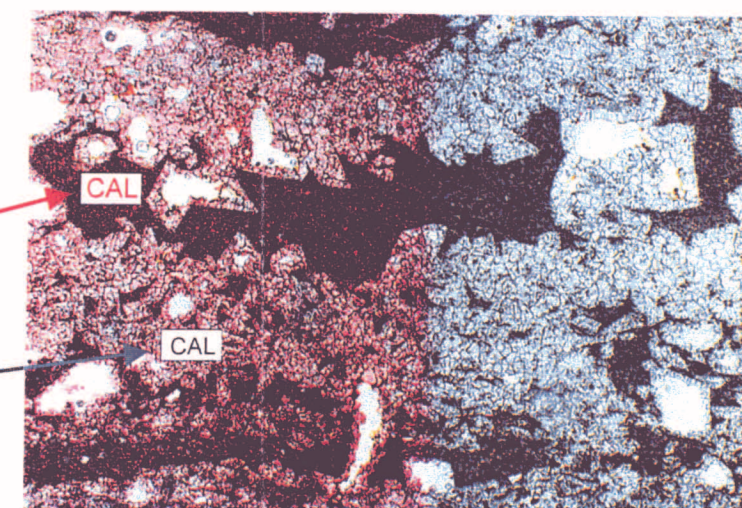
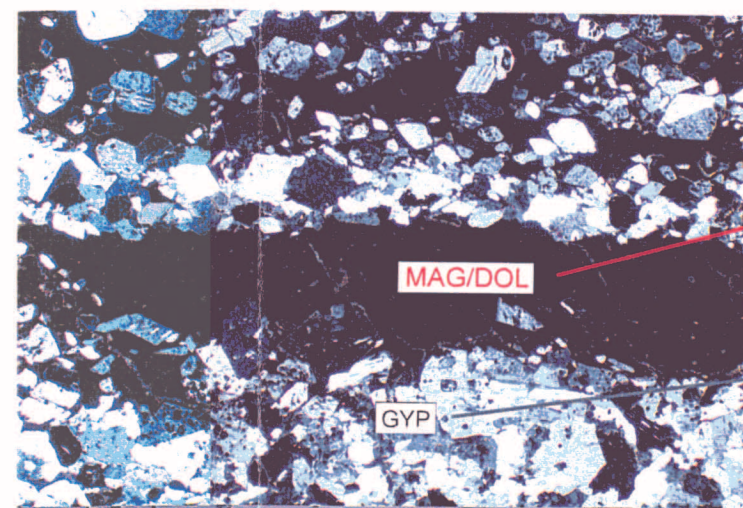
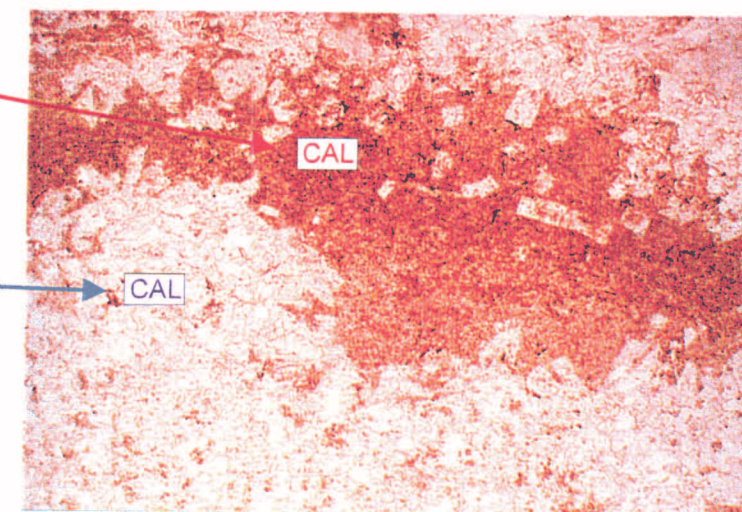
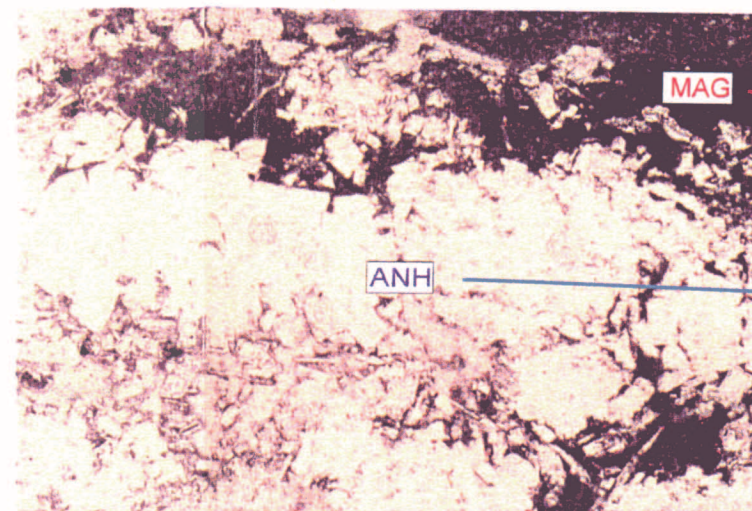


Bandas microsparíticas-
bandas pseudoesparíticas-
esparíticas

Yeso/magnesita-dolomita



Cristales subromboédricos



CAPÍTULO 8

RUPTURAS SEDIMENTARIAS Y PALEOKARSTIFICACIÓN: INFLUENCIA EN LA SEDIMENTACION DE LAS UNIDADES INTERMEDIA Y SUPERIOR

1. LAS RUPTURAS SEDIMENTARIAS DEL REGISTRO MIO- PLIOCENO Y SU RELACIÓN CON LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA CUENCA

La caracterización de las rupturas sedimentarias, así como la interpretación de su significado en diversos sectores de la cuenca, se presenta como una herramienta fundamental en la comprensión de las tendencias evolutivas de la sedimentación durante el Neógeno, así como en la visualización de la paleogeografía de la cuenca. Por otra parte, el hecho de que los cuerpos de carbonatos diagenéticos queden limitados entre las dos discontinuidades estratigráficas mayores de la cuenca hace que el análisis de éstas resulte de vital importancia para la interpretación de la génesis de dichos materiales. Los rasgos básicos que caracterizan las rupturas sedimentarias de la cuenca son:

RUPTURA SEDIMENTARIA ENTRE LA UNIDAD INFERIOR Y UNIDAD INTERMEDIA

- 1a) Superficie paleokárstica desarrollada sobre materiales evaporíticos de la Unidad Inferior, de forma que, la deposición de Unidad Intermedia sobre la superficie posee un carácter diacrónico en diferentes sectores de la cuenca, produciéndose con anterioridad hacia los márgenes occidental y oriental de la cuenca que en las zonas centrales de la misma. Existencia de cuerpos de carbonatos diagenéticos sobre la superficie de paleokarstificación.
- 1b) Transición litológica y relaciones geométricas entre diferentes litologías en los extremos NO y SE de la cuenca, como son el reconocimiento hacia el

techo de la Unidad Inferior de una progradación de facies aluviales hacia el centro de la cuenca y la expansividad relativa de los materiales de Unidad Intermedia.

RUPTURA SEDIMENTARIA ENTRE LA UNIDAD INTERMEDIA Y UNIDAD SUPERIOR

- 2a) Progradación neta de depósitos aluviales-fluviales, correspondientes a la base de la Unidad Superior, que fosilizan una superficie erosiva desarrollada sobre sedimentos palustres carbonáticos del techo de Unidad Intermedia.
- 2b) Sobreimposición de rasgos paleokársticos sobre carbonatos diagenéticos del sector meridional del Bloque Sur-Páramo, que reflejan un episodio evolutivo de exposición subaérea. Los carbonatos diagenéticos quedan inmediatamente debajo de la discontinuidad entre la Unidad Intermedia y Superior.

A continuación se explican las características morfosedimentarias de cada una de las rupturas, así como la relación entre los materiales infra y suprayacentes:

1. 1. RUPTURA SEDIMENTARIA ENTRE LA UNIDAD INFERIOR Y LA UNIDAD INTERMEDIA

1. 1. 1. LA SUPERFICIE PALEOKÁRSTICA DEL TECHO DE LA UNIDAD INFERIOR.

En la mayoría de los casos, los materiales de la Unidad Intermedia (carbonatos diagenéticos de la Subunidad C_{LD}-INT) yacen sobre una discontinuidad sedimentaria, representada por una superficie irregular y ligeramente abombada, afectada por procesos de meteorización, erosión y karstificación, que se desarrolla sobre un substrato evaporítico correspondiente al techo de la Unidad Inferior, a la que denominamos *Superficie Paleokárstica*.

La superficie de paleokarstificación dibuja un paleorrelieve que corresponde con el anterior depocentro evaporítico (Unidad Inferior), generándose un alto interno relativo en los yesos del techo de la Unidad inferior, mas acusado en la zona central de la cuenca (Hoyos *et al*, 1996) (Lámina I.A, Fig. 8.1), cuya configuración ha ido cambiando de forma dinámica desde el comienzo de la sedimentación de la Unidad Intermedia (Aragoniense Medio), a la vez que se han producido marcados cambios paleogeográficos en la cuenca. Se trata de una superficie irregular y convexa cuya resultante a macroescala tiende a una morfología ovoide, con el eje mayor según la directriz fundamental de la cuenca (NO-SE)

cuyas causas se explican en el capítulo 9. La génesis del paleorrelieve es coetánea con el comienzo de la sedimentación de los depósitos correspondientes a la Unidad Intermedia, relacionados con un cambio en la hidroquímica del agua, y con mayores aportes de agua dulce que en las últimas fases de sedimentación de los yesos del techo de la Unidad inferior.

Figura 8.1. Aspecto general de las series evaporíticas de Unidad Inferior en el centro de la cuenca que definen un paleorrelieve irregular aunque suave, que queda fosilizado por materiales de la Unidad Intermedia y Superior



La existencia de dicho paleorrelieve viene justificada por los siguientes rasgos:

- a.- Existencia de procesos de karstificación con meteorización y erosión de los yesos y generación de dolinas, que corresponden a formas exokársticas vadosas que se desarrollan sobre los yesos de la Unidad Inferior (principalmente Y_L -INF, y en menor grado Y_{LM} -INF y Y_{UM} -INF). A favor de estas dolinas, se producen procesos de subsidencia y colapso asociados a la karstificación, que pueden tener una continuidad en el tiempo, durante el momento de sedimentación de la Unidad Intermedia y la Unidad Superior.
- b.- Existencia de rellenos kársticos autóctonos (sin influencia de los aportes terrígenos de los bordes) en el interior de las dolinas debidos a la alteración de los propios yesos.
- c.- Existencia de discordancias erosivas y angulares entre los yesos del techo de la Unidad inferior y los carbonatos diagenéticos de la Unidad intermedia.
- d.- Existencia de estructuras de deslizamiento ("slumps") que afectan a los materiales suprayacentes en las depresiones o dolinas kársticas. La génesis de estos procesos es casi contemporánea con la formación de los carbonatos diagenéticos, previamente a su litificación, y están relacionados con fenómenos de colapso gravitacional y hundimientos mas moderados en el interior de las dolinas.
- e.- La entrada esporádica de detríticos groseros aluviales en cuya composición aparecen cantos de carbonatos diagenéticos implica la erosión de éstos, ya litificados en alguna zona próxima, lo que a su vez ratifica que el relieve interno seguía cambiando su morfología de forma dinámica.

Los tres primeros puntos sólo son explicables por la emersión y meteorización inicial de los yesos de la Unidad Inferior, con un descenso relativo del nivel de base de las aguas (nivel freático), lo que implica la existencia de altos internos en la cuenca, y la consiguiente redistribución de depocentros sedimentarios.

No hay evidencias claras para que la emersión de los yesos pueda ser atribuida exclusivamente a causas tectónicas, ya que sólo los yesos de la Subunidad Y_L -INF presentan deformaciones de origen tectónico, que no afectan a los carbonatos diagenéticos situados encima, mientras que las fallas y fracturas que afectan a los yesos de la Unidad Inferior se encuentran asociadas, en su mayoría, a los bordes de los colapsos de las dolinas.

La existencia de diferentes relaciones de contacto entre materiales de Unidad Inferior y los carbonatos diagenéticos de Unidad Intermedia, obedece a que el intervalo temporal que representa la fosilización de la superficie paleokárstica es diferente según el sector de cuenca. De esta forma, las diferencias evidentes en las características sedimentológicas del substrato yesífero de Unidad Inferior en sectores distintos de la cuenca demuestran que el inicio de la fosilización del paleorrelieve es anterior hacia las zonas periféricas de la cuenca, que en los sectores centrales de la misma, más elevados, donde dicha fosilización se produce más tarde conforme se rellena la cuenca. Este rasgo supone que la ruptura sedimentaria entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia abarca el intervalo temporal que comprende desde el inicio de formación del paleorrelieve, pasando por su evolución, hasta su fosilización total.

Los procesos de subsidencia, sedimentación y colapso asociado a la karstificación de los yesos continúan en las dolinas o depresiones kársticas hasta que el paleorrelieve yesífero es fosilizado, e incluso después de este momento. El relieve superficial también estuvo sometido a la meteorización y erosión hasta la fosilización total del mismo.

En cada punto de la superficie paleokárstica de este paleorrelieve existe una relación de dependencia sedimentológica y composicional entre los yesos infrayacentes y los carbonatos situados encima. En cuanto a los materiales afectados por esta superficie se observa lo siguiente:

- En los sectores periféricos de la cuenca (hacia los márgenes oriental y occidental, al Sur de los relieves de la Sierra de Armantes, o por ejemplo, en las cercanías de la localidad de Velilla de Jiloca-Loma del Morrón), la superficie paleokárstica se desarrolla sobre yesos postdeposicionales de la Unidad Inferior (subunidades Y_{LN} -INF y Y_L -INF). Este rasgo, junto con la progradación de abanicos aluviales hacia el centro de la cuenca a techo de las facies evaporíticas de Unidad Inferior, y las transiciones litológicas observadas en los sectores noroccidental-suroriental, son los criterios fundamentales para el establecimiento de la ruptura sedimentaria entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia de la cuenca.
- En los sectores centrales de la cuenca (especialmente en el Bloque Sur-Páramo), la superficie paleokárstica se desarrolla igualmente sobre yesos de la Unidad Inferior, aunque puede tratarse tanto de yesos sindeposicionales/postdeposicionales como de yesos sindeposicionales de la Subunidad Y_{LM} -INF en sectores centrales-meridionales.

Los materiales precursores de los carbonatos diagenéticos laminados (Subunidad C_{LD}-INT) han sido identificados como semejantes a los de las subunidades Y_{LM}-INT y M_D-INT, en las cuales la estructura está formada por alternancias centimétricas-milimétricas de yeso primario/magnesita-arcillas (Subunidad Y_{LM}-INT), o de yeso primario/dolomita-arcillas (Subunidad M_D-INT). Los tramos brechoideos de la Subunidad DC_{py}-INT son el producto de procesos de dedolomitización y disolución-reemplazamiento de sulfatos en materiales muy similares a los que forman la parte superior de la Subunidad M_D-INT, donde dominan materiales dolomicríticos masivos con niveles de yeso macrolenticular, sobre la típica alternancia de láminas dolomicríticas/yesíferas.

La estructura actual observable de la superficie paleokárstica en la cuenca, con un substrato yesífero y carbonatos diagenéticos sobre la misma, responde a la suma de procesos de erosión-sedimentación habidos desde su génesis hasta su total fosilización, mas los procesos tectónicos y de reactivación kárstica posteriores, que no impiden reconocer los rasgos fundamentales comentados. De forma resumida se pueden distinguir las siguientes etapas evolutivas del paleorrelieve y la superficie de karstificación asociada (Fig. 8.2):

- 1) La exposición subaérea de las evaporitas de Unidad Inferior provoca que queden sujetas a procesos de erosión y disolución, así como a la transformación temprana de los niveles superiores en yeso secundario, generándose de esta forma una superficie paleokárstica (Fig. 8.2 a y b).
- 2) Deposición de facies laminadas constituidas por alternancias centimétricas-milimétricas de carbonato magnésico/yeso primario de las subunidades Y_{LM}-INT o M_D-INT, según el sector de la cuenca y la situación topográfica de la superficie paleokárstica en relación con el nivel de relleno de la cuenca. Como respuesta a la existencia de un paleorrelieve, la deposición de los materiales precursores de los carbonatos diagenéticos se produce de forma diacrónica en la cuenca generando grandes variaciones de potencia (Fig. 8.2c). La sedimentación de estos materiales fosiliza paulatinamente la superficie paleokárstica, estableciéndose frecuentemente relaciones de paraconcordancia o discordancia de bajo ángulo entre el substrato yesífero y los materiales suprayacentes de la Unidad Intermedia.
- 3) La sedimentación de la Unidad Intermedia refleja un cambio de la hidroquímica de las aguas de la cuenca, que ya se había iniciado con anterioridad, y que progresivamente se van haciendo más dulces. La llegada a la cuenca de aguas dulces provoca la calcitización polifásica sinsedimentaria o bajo enterramiento somero de los materiales sedimentados sobre la superficie paleokárstica (Fig. 8.2c). El reemplazamiento es resultado de procesos diagenéticos tempranos que ocurrieron tanto en el contacto de depósitos sinsedimentarios con cuerpos de agua dulce suprayacentes, o bajo enterramiento muy somero cuando los fluidos meteóricos penetraron a través de los materiales evaporíticos (Sanz-Rubio *et al.*, 1998).

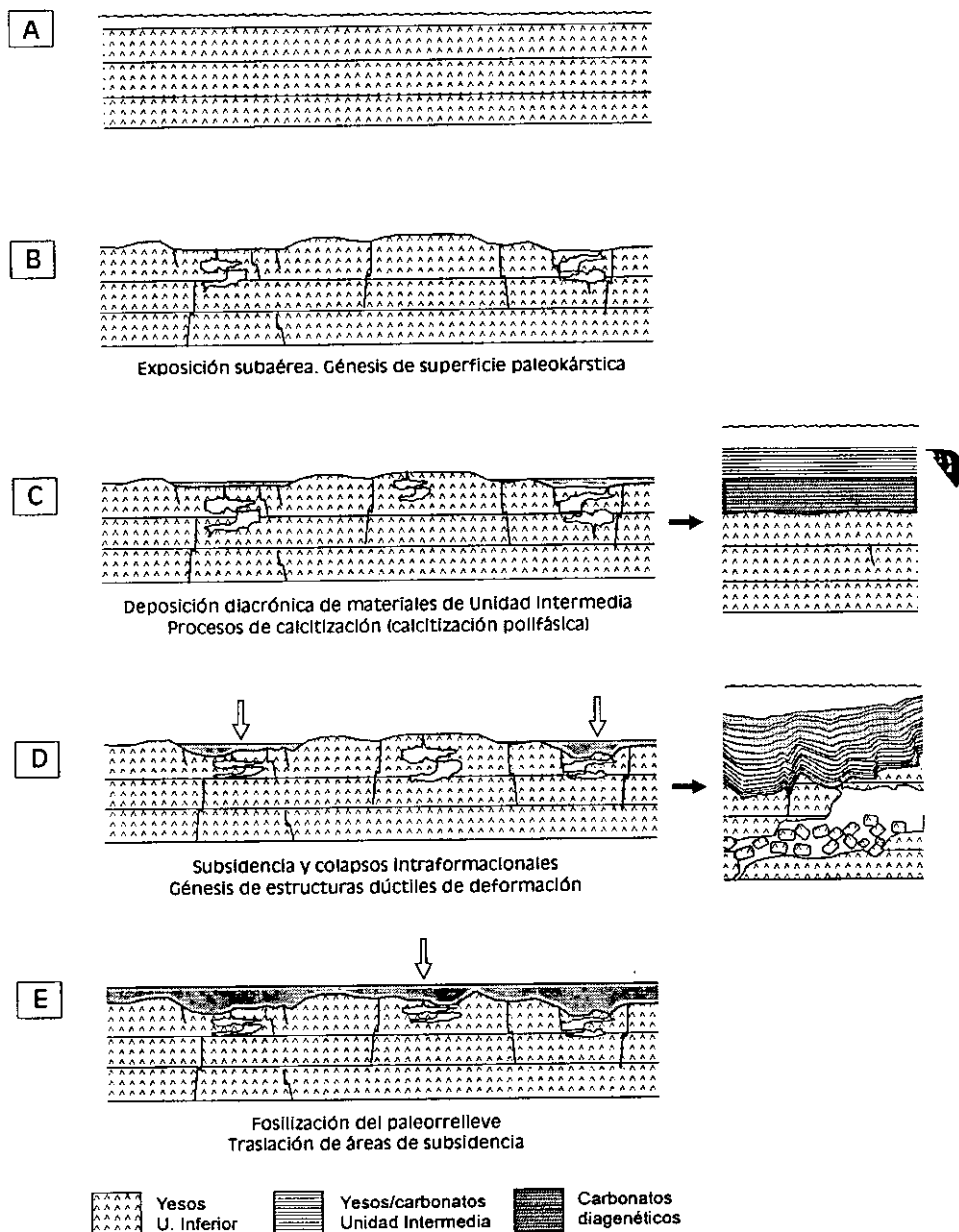


Figura 8.2. Representación de las etapas evolutivas en la génesis del paleorrelieve y de la superficie de karstificación.

La penetración de estos fluidos meteóricos a través de la desarrollada red de fracturas superficiales del substrato yesífero afectado por la superficie paleokárstica, provoca la génesis intraformacional de estructuras de colapso (Fig. 8.2d). Las fracturas condicionan el flujo de las aguas meteóricas y los procesos de calcitización se favorecen a través de las mismas. Como respuesta a la inestabilidad del substrato yesífero, los carbonatos diagenéticos se acomodan y deforman a favor de las estructuras de colapso, dándose lugar a estructuras de *slump* y microfracturación (Fig. 8.3).

En otras ocasiones, la inestabilidad del sustrato evaporítico degenera en la génesis de materiales brechoideos o incluso en depósitos de tipo clástico, que por lo general, se encuentran muy mal seleccionados. En los depósitos brechoideos

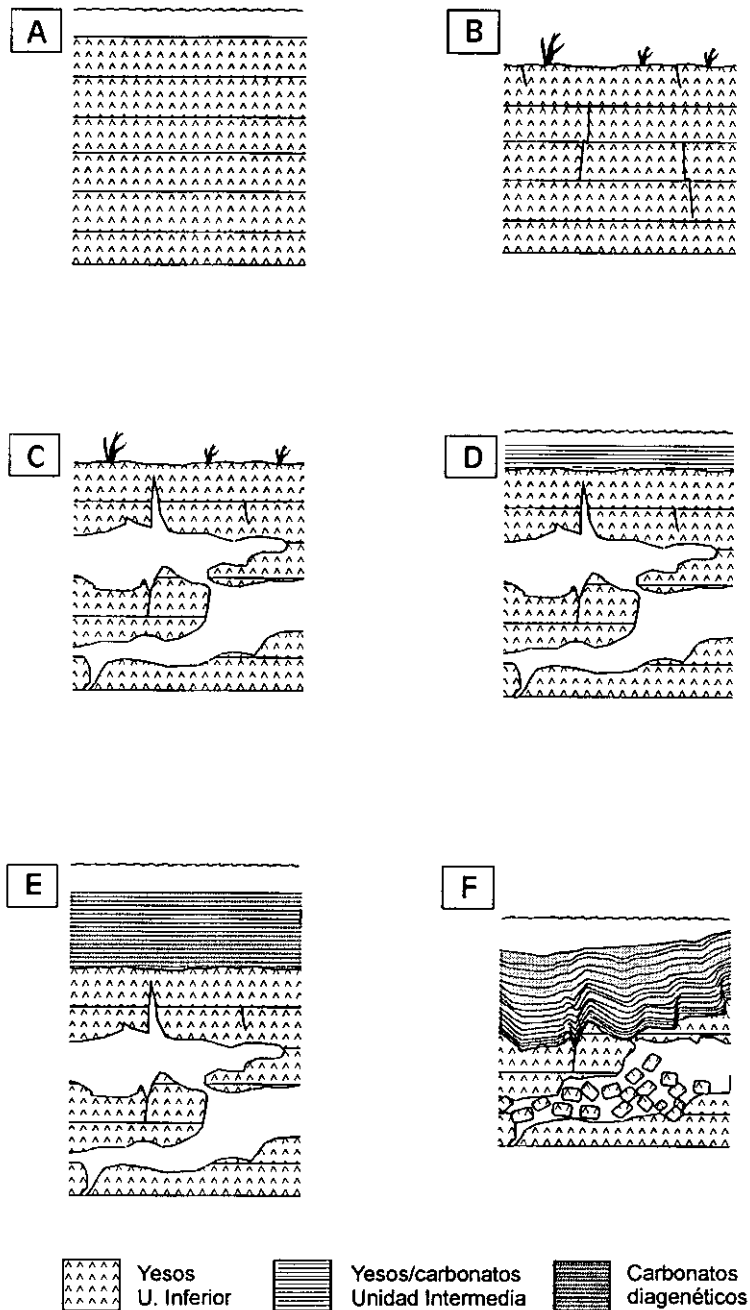


Figura 8.3. Modelo de génesis de slump en los carbonatos diagenéticos. Las etapas A, B, y C representan la formación de la superficie paleokárstica con morfologías de disolución vadosas. La etapa D representa el comienzo de la sedimentación en la Unidad Intermedia sobre la superficie paleokárstica. En la etapa E, comienzan los procesos de calcitización de los materiales depositados previamente, produciéndose la disolución intraestratal del yeso a favor de vías preferentes, como fracturas y fisuras heredadas. En la etapa F, se producen colapsos favorecidos por la disolución intraestratal del yeso y la propia presión litostática del material suprayacente, generando las estructuras de deformación (slumps).

existen evidencias tanto para una génesis cuando el depósito se encuentra ya calcitizado, como para una brechificación de un material calcitizado con una matriz de sulfatos cálcicos, que en etapas posteriores es de nuevo calcitizada. Del mismo modo, en gran parte de los casos, se han observado dos etapas de calcitización superpuestas en materiales de removilización ya que los clastos proceden de carbonatos previamente diagenetizados de otros sectores de la cuenca. Como resultado se da lugar a depósitos clásticos con una matriz escasa y heterogénea, en la que se produce el crecimiento de cristales de sulfato cálcico (anhidrita+yeso) y cristales idiomorfos de cuarzo. Una nueva etapa de calcitización transforma los sulfatos cálcicos de la matriz en frecuentes texturas de cristales subromboédricos de calcita.

4) La superposición de etapas de calcitización conforme avanza la sedimentación de los materiales precursores, evoluciona paulatinamente hacia una precipitación en condiciones de menor salinidad. Las últimas etapas de calcitización en diversas zonas de la cuenca afectan a materiales del techo de la Unidad Intermedia, en relación con la llegada generalizada de aguas dulces durante el momento de la deposición del techo de la Unidad Intermedia-base de la Unidad Superior. Existe una traslación de las áreas de disolución-karstificación de yesos a los sectores más centrales de la cuenca, paralelamente a la fosilización total del paleorrelieve en este área (Fig. 8.2e).

Las grandes variaciones de potencia observadas en los tramos de carbonatos diagenéticos obedecen a tres causas fundamentales:

- a) Sedimentación diacrónica de los materiales precursores de los carbonatos diagenéticos en función de la fosilización de un paleorrelieve que evoluciona de forma dinámica durante el transcurso del Aragoniense Medio a Vallesiense. El reconocimiento de las texturas de los materiales precursores de los carbonatos diagenéticos, así como de las facies yesíferas sobre las que se desarrolla la superficie paleokárstica, ayuda a la evaluación del intervalo temporal existente desde el momento de la génesis de la superficie hasta el que se reanuda la sedimentación sobre la misma.
- b) Potencia del material precursor susceptible de ser calcitizado, depositado sobre la superficie y depresiones paleokársticas.
- c) Calcitización polifásica sinsedimentaria. En zonas centrales de la cuenca, la superposición de etapas de calcitización provoca la génesis de las máximas potencias de carbonato diagenético en el interior de las dolinas y grandes depresiones.

1. 1. 2. RELACIÓN ENTRE LAS FACIES EVAPORÍTICAS DE LA UNIDAD INFERIOR Y LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS SUPRAYACENTES A LA SUPERFICIE PALEOKÁRSTICA

En este apartado, se analizan los materiales carbonático-diagenéticos (Unidad Intermedia) suprayacentes a la superficie paleokárstica en relación con los materiales evaporíticos infrayacentes a la misma, pertenecientes a la Unidad Inferior. El estudio de estas relaciones puede aportar valiosa información sobre las consecuencias derivadas de la génesis de la superficie, así como de la evaluación concreta del intervalo temporal que abarca la diacronía en el comienzo de la sedimentación en diferentes puntos de la cuenca.

Para esta descripción, realizamos una diferenciación geográfica general entre zonas marginales y zonas centrales-meridionales de la cuenca:

Zonas marginales (fundamentalmente bloques Norte Armantes, Sur-Oriental, y Sur-Occidental).

- Carbonato deposicional laminado parcialmente calcitizado sobre yeso postdeposicional.
- Carbonato diagenético laminado sobre yeso postdeposicional.
- Carbonato diagenético laminado granudo-clástico sobre yeso postdeposicional.
- Carbonato diagenético laminado-brechoide sobre yeso postdeposicional

Zonas centrales-meridionales (fundamentalmente Bloque Sur-Páramo).

- Carbonato diagenético laminado sobre yeso sindeposicional.
- Carbonato diagenético laminado sobre yeso sindeposicional y postdeposicional.

Zonas marginales

A) CARBONATO DEPOSICIONAL LAMINADO PARCIALMENTE CALCITIZADO SOBRE YESO POSTDEPOSICIONAL

Hacia el margen occidental de la cuenca (Este de la carretera C-202, sección Vdo, Valgalindo), la superficie paleokárstica se desarrolla sobre yesos laminados postdeposicionales de Unidad Inferior, mientras que sobre la misma, yacen carbonatos laminados afectados parcialmente por un proceso de calcitización diagenética temprana (Fig. 8.4) que hacia el Norte presentan un grado de calcitización completo.

A lo largo de los relieves de Valgalindo, la cota de la superficie paleokárstica es variable e irregular, quedando oculta bajo tramos cubiertos en la mayoría de los casos; cuando se hace visible, lo que ocurre en contadas ocasiones, la aparente horizontalidad de los materiales infra y suprayacentes parece definir una paraconformidad, aunque se han encontrado leves variaciones de buzamiento, que sugieren discordancias angulares de muy bajo ángulo.

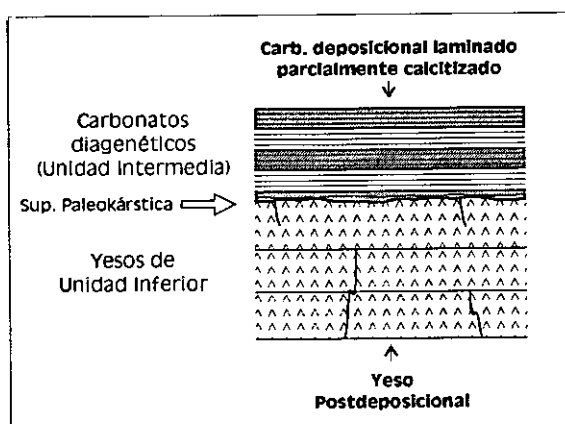


Figura 8.4. Esquema que representa las relaciones entre yeso postdeposicional afectado por la superficie paleokárstica y carbonatos deposicionales laminados parcialmente calcitizados en posición suprayacente.

laminados poseen una potencia de unos 30 m en esta sección, y se encuentran cubiertos por facies rojas de abanico aluvial (Unidad Superior) y finalmente, facies de glacia.

Las evidencias mineralógicas y el análisis petrográfico muestran una calcitización parcial de un material precursor formado por una alternancia milimétrica-centimétrica de carbonatos magnésicos y sulfatos cálcicos, que presenta notables diferencias con los yesos postdeposicionales que quedan bajo la superficie paleokárstica. De esta forma, después del desarrollo de la superficie sobre los yesos, los siguientes materiales, pertenecientes a la Unidad Intermedia, serían característicos de un ambiente deposicional diferente, y posteriormente serían afectados por una calcitización, que en este sector solamente fué parcial.

B) CARBONATO DIAGENÉTICO LAMINADO SOBRE YESO POSTDEPOSICIONAL.

En el sector de la Loma del Morrón (sección Vel-2, próxima a Velilla de Jiloca), se registran las mayores potencias de carbonatos diagenéticos de la cuenca. En este sector, la superficie paleokárstica aparece cubierta en la mayoría de los casos, desarrollándose sobre yesos postdeposicionales laminados de la Unidad Inferior (procedentes de anhidrita) que presentan una aparente horizontalidad, y sobre la misma yacen carbonatos laminados diagenéticos de color ocre-grisáceo con un grado de recrystalización creciente hacia el techo de la serie (Fig. 8.5)

Los últimos metros de yesos presentan evidencias de una calcitización parcial llevada a cabo a favor de finas intercalaciones arcilloso-carbonáticas. En el tramo de carbonato diagenético, se produce el incremento en potencia de las láminas arcilloso-carbonáticas, la desaparición del sulfato cálcico, el ascenso en la proporción relativa de filosilicatos y cuarzo frente a otras fases minerales, así como la presencia de celestina en los primeros metros de carbonato diagenético.

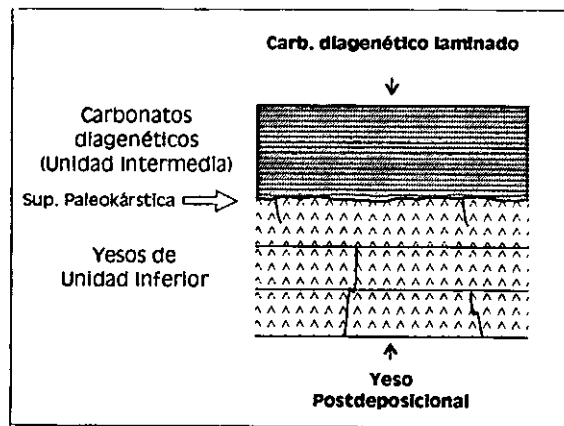


Figura 8.5. Esquema que representa las relaciones entre yeso postdeposicional afectado por la superficie paleokárstica y carbonatos diagenéticos laminados en posición suprayacente.

A escala de afloramiento, en una cata realizada en el contacto, no es posible asegurar una relación disconforme o paraconforme entre los materiales yesíferos y carbonáticos, si bien puede apreciarse un contacto discordante de muy bajo ángulo, al quedar disectadas las últimas láminas de yeso existentes (Lámina II. A).

En el tramo de carbonatos diagenéticos de la serie, son frecuentes las estructuras de *slump* a intervalos irregulares, tanto a microescala como a macroescala. Las potencias globales de carbonato diagenético llegan a alcanzar 55-60 m, diferenciándose dos litofacies diagenéticas, una inferior, de unos 30-35 m, que consta de carbonato diagenético de estructura laminada (Subunidad C_{LD}-INT), y una superior, de 25-30 m, que alterna carbonatos diagenéticos laminados con materiales brechoideos, con relictos de dolomita, y niveles de calizas palustres (Subunidad CB_{py}-INT). Finalmente, los carbonatos nodulosos palustres de techo de la Unidad Intermedia, y los depósitos de la Unidad Superior completan la sección.

El estudio detallado en lámina delgada permite asegurar que la calcitización de litofacies yesíferas similares a las descritas bajo la discontinuidad, no produciría en ningún caso unas litofacies diagenéticas laminadas como las presentes por encima de la superficie estudiada. Las litofacies yesíferas presentan un carácter postdeposicional a partir de anhidrita, mientras que los carbonatos diagenéticos laminados poseen texturas laminadas a escala milimétrica microesparíticas-pseudoesparíticas que guardan abundantes pseudomorfos, fantasmas y moldes de cristales de yeso.

Hacia el margen occidental de la cuenca (trincheras del km 9 de la Carretera C-202 Calatayud-Nuévalos), se encuentran afloramientos que muestran con claridad el carácter erosivo de la superficie en asociación con rasgos evidentes de paleokarstificación de los yesos postdeposicionales laminados de Unidad Inferior. Sobre esta discontinuidad, se encuentran carbonatos diagenéticos laminados.

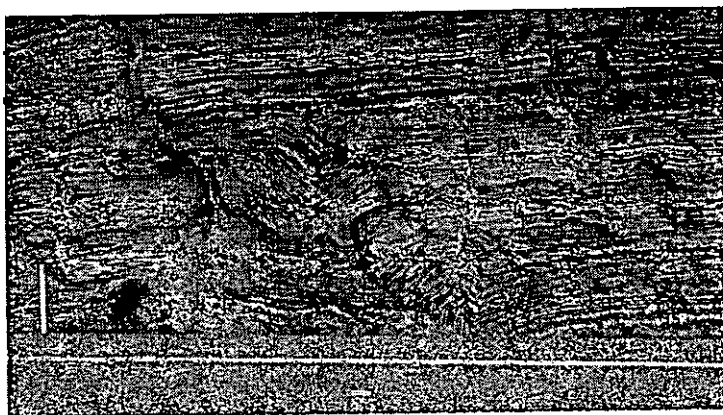


Figura 8.6. Estructuras de deformación en los últimos metros de yesos, previos a la superficie paleokárstica.

yesos, erosionándolos, mientras que los carbonatos diagenéticos se disponen de forma disconforme y paraconforme con los yesos en buena parte del afloramiento (Fig 8.7).

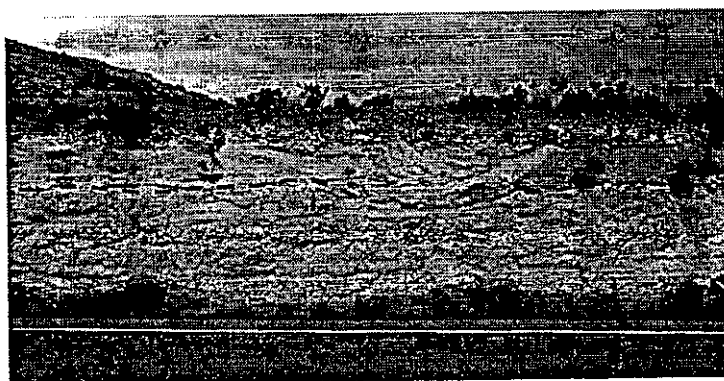


Figura 8.7. Detalle de la superficie paleokárstica que afecta a los yesos de U. Inferior. Los carbonatos diagenéticos suprayacentes se encuentran disconformes y paraconformes (C-202 km 9).

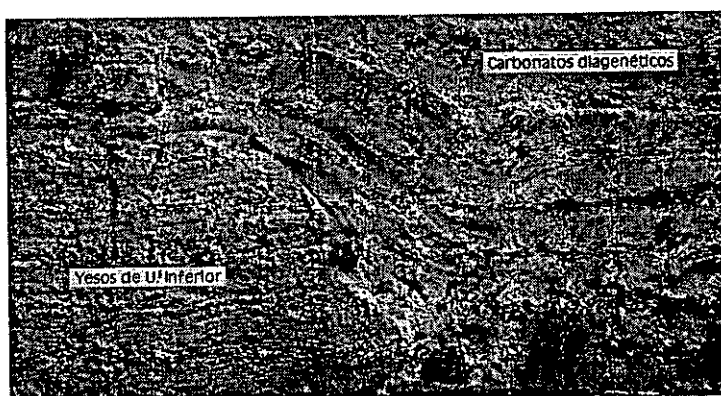


Figura 8.8. Estructura de acomodación de carbonatos diagenéticos a un colapso de los yesos de Unidad Inferior (C-202 km 9).

Se han reconocido estructuras de deformación en los últimos metros de yesos (Fig. 8.6), que posteriormente son fosilizados por una nueva deposición de yeso laminado. Este hecho constituye una evidencia de la inestabilidad del sustrato evaporítico en el momento de su deposición. La superficie paleokárstica afecta a los

En el afloramiento se observa una gran estructura de acomodación de los materiales diagenéticos suprayacentes a un colapso limitado por fracturas producido en los yesos (Fig. 8.8). En la parte inferior de esta estructura, la fractura es más visible poniendo en contacto lateral litologías yesíferas y carbonáticas. De este modo, todas las láminas de yeso pierden de forma brusca su continuidad; sin embargo, hacia la parte superior, el yeso laminado exhibe una continuidad lateral con niveles de carbonato. En este sentido, la progresión de la calcitización en sentido descendente parece favorecida por la existencia de fracturas y estructuras de colapso en el sustrato evaporítico.

A mayor escala, la existencia de carbonatos diagenéticos sobre los yesos de Unidad Inferior se relaciona con grandes dolinas o depresiones decamétricas de morfología sinforme generadas por un proceso de subsidencia por karstificación-disolución de las facies sulfatadas infrayacentes (Fig. 8.9), como las existentes al Sur de la Sierra de Armantes, adyacentes a la Vega del Río Jalón.



Figura 8.9. Dolinas generadas por un proceso de subsidencia por karstificación-disolución de las facies sulfatadas infrayacentes (al Sur de la Sierra de Armantes).

En los relieves del Sur de esta sierra, se han observado, hacia los márgenes de las facies salinas de Unidad Inferior, discordancias progresivas en relación con fracturas que afectan a los tramos de transición litológica entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia (Fig. 8.10). La génesis de ambas estructuras está en relación con un cese de la



Figura 8.10. Discordancias progresivas en los tramos de transición litológica entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia en el sector Sur de la Sierra de Armantes.

sedimentación puramente evaporítica, a la vez que es coincidente con aportes de terrígenos y aguas dulces hacia el centro de la cuenca.

C) CARBONATO DIAGENÉTICO LAMINADO GRANUDO-CLÁSTICO SOBRE YESO POSTDEPOSICIONAL

Hacia el margen oriental de la cuenca (Bloque Sur-Oriental), en Los Cerrillares (frente a Torres) y frente a Villalba de Perejiles, se encuentran afloramientos que presentan una mayor potencia de carbonatos diagenéticos (15-30 m) que la existente en el adyacente Bloque Sur-Páramo (5-7 m), al otro lado del Río Perejiles. Aunque el carbonato mantiene una estructura laminada grosera (Subunidad C_{LD}-INT), no se reconocen laminaciones a escala milimétrica, y presenta abundantes evidencias de removilización junto a una mayor influencia de terrígenos, debido a su proximidad al borde de cuenca (Fig. 8.11).

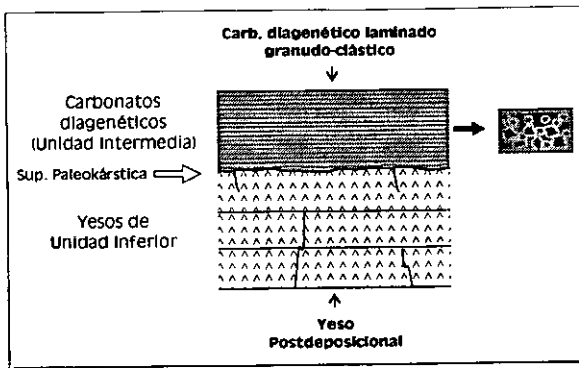


Figura 8.11. Esquema que representa las relaciones entre yeso postdeposicional afectado por la superficie paleokárstica y carbonatos diagenéticos laminados granudo-clásticos en posición suprayacente

- El sector de Los Cerrillares (Sección *Cer-1*) presenta alta fracturación, individualizándose bloques limitados por fallas normales que buzcan hacia el Oeste, en relación con la falla del Río Perejiles, donde los materiales se presentan con alto grado de deformación. En este sector, los últimos yesos de Unidad Inferior poseen una textura macrocristalina, y aunque en detalle la superficie paleokárstica que sobre ellos se desarrolla, siempre aparece cubierta, puede visualizarse de forma neta y regular (Fig. 8.12).

Los carbonatos diagenéticos (17 m) quedan bajo unos 22 m de la Subunidad C_{PG-INT} , poseen texturas granudas, parcialmente recrystalizadas, con bandeo difuso, o texturas *boxwork*. Son frecuentes los niveles con clastos carbonáticos angulosos o componentes brechoideos; los clastos presentan mala selección con gran heterogeneidad de tamaños en un mismo nivel, encontrándose en ocasiones una cierta gradación vertical.



Figura 8.12. Aspecto de campo de la superficie paleokárstica.

- En el sector de Villalba de Perejiles (sección *Vlb-3*), las facies yesíferas postdeposicionales de Unidad Inferior se componen de niveles de yeso nodular (15 cm), nódulos dispersos, niveles de yeso macrocristalino, y *satinspar vein* en disposición horizontal, intercalados con margas-arcillas verdosas con magnesita. La

superficie paleokárstica que se desarrolla sobre facies yesíferas queda oculta bajo un tramo de 50 cm.

Los espesores de carbonato diagenético alcanzan cerca de 30 m en esta sección y su estructura es muy similar a la observada en la sección *Cer-1*, con texturas granudas dominantes con laminación difusa y enriquecidas en terrígenos. A menudo, hay tramos con cantos blandos arcillosos y texturas brechoideas. La proporción en terrígenos aumenta progresivamente hacia el techo con niveles de arenas y limos, a la vez que se observa una creciente removilización de componentes carbonáticos.

Las facies clásticas en los carbonatos diagenéticos son indicativas de la génesis de disequilibrios topográficos y altos internos en la cuenca, que provocan la autodigestión de otras áreas carbonatadas. Estos disequilibrios pueden estar favorecidos por la karstificación de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior.

D) CARBONATO DIAGENÉTICO LAMINADO-BRECHOIDE SOBRE YESO POSTDEPOSICIONAL

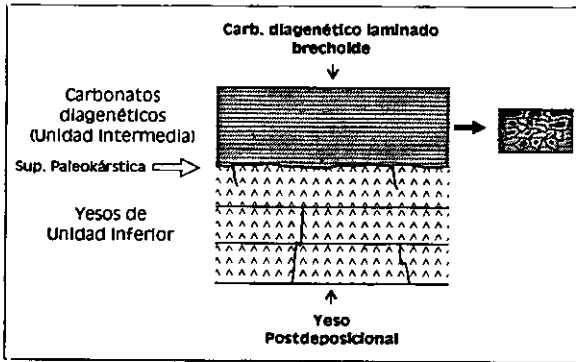


Figura 8.13. Esquema que representa las relaciones entre yeso postdeposicional afectado por la superficie paleokárstica y carbonatos diagenéticos laminados brechoides en posición suprayacente.

Frente a la localidad de Paracuellos de Jiloca, en el Bloque Sur-Occidental de la cuenca, se reconocen una serie de pequeñas colinas alineadas al pie de una fractura de dirección paralela al Río Jiloca, que se componen de yesos postdeposicionales de Unidad Inferior, sobre los cuales yacen carbonatos diagenéticos (Fig. 8.13), que quedan arrasados por una cobertera terrígena correspondiente a un depósito de glacia (Fig. 8.14).

Los yesos postdeposicionales se encuentran afectados por karstificación en forma de colapso limitado por fracturas, mientras que el tramo suprayacente de carbonatos diagenéticos posee alto grado de fracturación y deformación, por lo que es difícil cuantificar su potencia real, debido a la reactivación de estos procesos durante el Cuaternario.



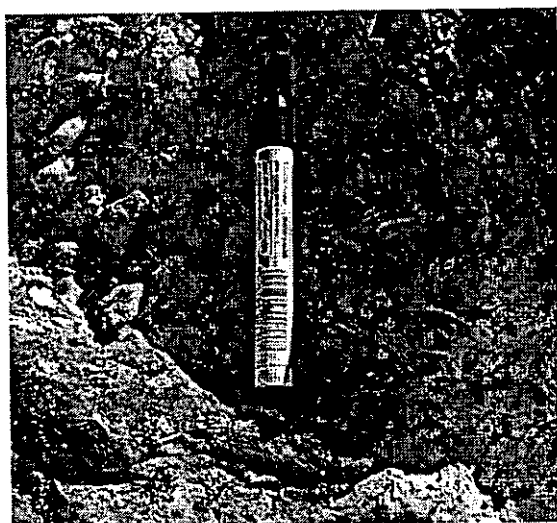
Figura 8.14. Colapso en los yesos postdeposicionales limitado por fracturas con hundimiento y acomodación de los materiales carbonáticos suprayacentes.

El yeso postdeposicional (procedente de anhidrita) es mesocristalino, translúcido y posee una estructura bandeada, encontrándose afectado por una calcitización y meteorización parcial. Hacia el colapso, el yeso presenta tonalidades rosáceas, mayor calcitización así como ligeras deformaciones de la estructura bandeada.

En el borde del colapso, los yesos se verticalizan progresivamente, a la vez que se observan fracturas verticales-subverticales. La superficie paleokárstica es muy difusa

quedando definida por un perfil de alteración de los yesos con abundancia de pequeñas fracturas que conducen los procesos de calcitización-disolución.

En general, en los materiales del relleno del colapso, hacia el centro del mismo, y en sentido ascendente dentro de la sección, se observa una progresiva carbonatación y desaparición del yeso, un incremento en el porcentaje de terrígenos, y una pérdida de la estructura laminada del carbonato diagenético con procesos de microfisuración,



microbrechificación y slumpización (Fig. 8.15). La zonación observada en la horizontal, desde los sectores externos (yesos laminados postdeposicionales) hacia el centro del colapso (carbonatos diagenéticos y terrígenos) muestra en realidad el ascenso en la sección estratigráfica.

Figura 8.15. Detalle de carbonato diagenético afectado por microbrechificación.

Zonas centrales-meridionales

A) CARBONATOS DIAGENÉTICOS LAMINADOS SOBRE YESO SINDEPOSICIONAL

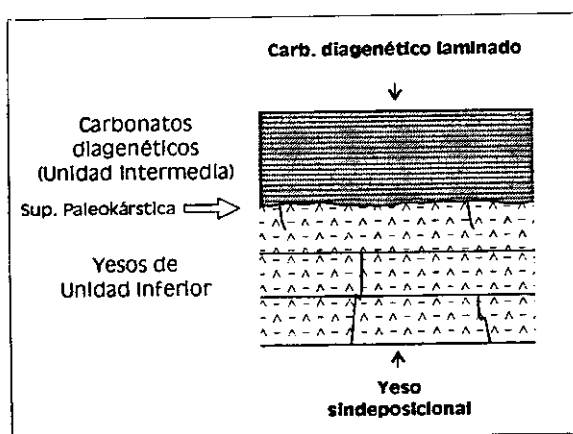


Figura 8.16. Esquema que representa las relaciones entre yeso sindeposicional afectado por la superficie paleokárstica y carbonatos diagenéticos laminados en posición suprayacente.

En el sector existente entre las localidades de Mara y Belmonte de Gracián, la sección Mar-2, muestra facies yesíferas sindeposicionales de la Unidad Inferior (Subunidad Y_{LM-INF}) sobre las cuales existen 55 m de carbonatos diagenéticos (Fig. 8.16), de los que aproximadamente los primeros 30 m presentan una evidente estructura laminada (Subunidad C_{LD-INT}), mientras que en los 25 m restantes alternan facies laminadas y brechoideas con relictos de dolomita, que atribuimos a la Subunidad CB_{PY-INT} . Finalmente, a techo se encuentran los depósitos de Unidad Superior.

El yeso sindeposicional laminado de la Unidad Inferior consta de litofacies microseleníticas, lenticulares, y detríticas que presentan intercalaciones de magnesita y/o arcillas de espesor variable, desde unos milímetros hasta poco más de 1 cm., y que en general forman secuencias de unos 2-2.5 m de potencia. El contacto o discontinuidad entre los citados yesos de Unidad Inferior y los carbonatos diagenéticos es irregular y queda oculto bajo un tramo cubierto (Lámina II. B y Fig. 8.17). En dos catas realizadas, una en esta sección (Lámina II. C), y otra, en una sección similar (Bel-2) en Belmonte de Gracián (Lámina II. D), se pudo observar un tramo transicional caótico y heterogéneo, de potencia decimétrica que presenta una laminación difusa y un incremento en la proporción relativa de arcillas. Sobre este tramo transicional, los carbonatos diagenéticos mantienen una estructura laminada y una organización secuencial similar a la de los yesos, aunque a menor escala (60 cm a 1 m). El porcentaje de arcillas y limos es mayor que en los yesos. Hacia la parte media de la sección, se observa la existencia de *slumps*, con brechas de *slump* asociadas, y microfracturación intensa.

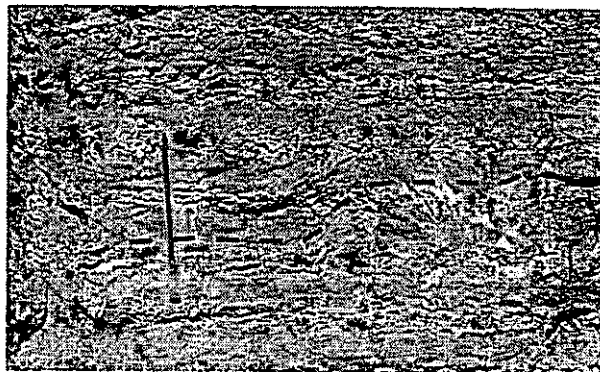


Figura 8.17. Detalle del contacto yeso/carbonato diagenético en la cata de la sección Mar-2.

Sin duda, el rasgo más sobresaliente de esta sección es la similitud entre las facies yesíferas infrayacentes a la discontinuidad y los supuestos precursores de los carbonatos diagenéticos laminados, consistiendo en ambos casos de yeso sindeposicional primario. Sin embargo, existen sensibles diferencias, ya que en los carbonatos diagenéticos hay mayor proporción relativa de arcillas y limos, dominan fundamentalmente moldes, pseudomorfo y fantasmas de yeso lenticular, y se encuentra celestina en los primeros metros de carbonato diagenético. Todas estas diferencias deben ser tenidas en cuenta en una valoración del significado de la superficie paleokárstica en este sector.

B) CARBONATOS DIAGENÉTICOS LAMINADOS SOBRE YESO SINDEPOSICIONAL Y POSTDEPOSICIONAL.

En sectores centrales del Bloque Sur-Páramo, los carbonatos diagenéticos pueden reconocerse asociados o dentro de macroestructuras de colapso que albergan grandes espesores de materiales de Unidad Superior, o formando parte de secciones y monteras sobre los depósitos yesíferos de Unidad Inferior. Entre las localidades de Maluenda y Paracuellos de Jiloca se localizan potentes series de yeso laminado, cercanas a los 100 m, que se caracterizan por su gran homogeneidad estructural.

A pesar de su aparente homogeneidad, el análisis petrográfico detallado en diversas secciones indica una tendencia a una mayor abundancia relativa de pseudomorfo de anhidrita (y algunos de glauberita) hacia la base de la sección, mientras

que hacia el techo, el reconocimiento de las morfologías de yeso primario (costras microseleníticas y lenticular) se hace dominante sobre las propiamente anhidríticas; esta tendencia evolutiva hacia el techo de la Unidad Inferior en sectores centrales de la cuenca constituye un rasgo importante para la propia interpretación de la evolución de la paleogeografía de la cuenca y el paleorrelieve de la Unidad Inferior.

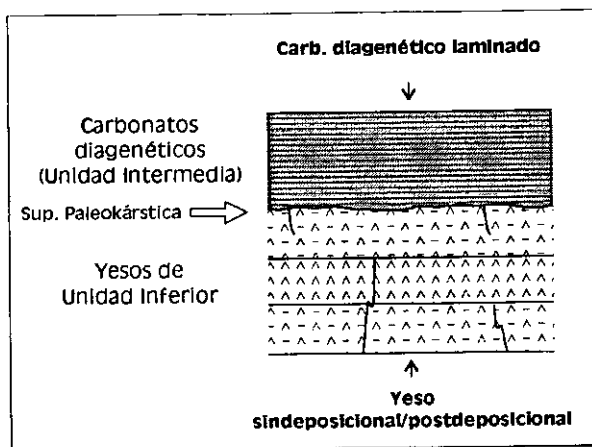


Figura 8.18. Esquema que representa las relaciones entre yeso sindeposicional/postdeposicional afectado por la superficie paleokárstica y carbonatos diagénéticos laminados en posición suprayacente.

La superficie paleokárstica queda cubierta en todo momento (Fig. 8.18). Las diferencias entre las facies yesíferas existentes bajo la discontinuidad, y las facies precursoras del carbonato diagénético laminado que yace sobre la misma, son evidentes, aunque no tan marcadas como en los sectores marginales de cuenca. En los carbonatos diagénéticos, el carbonato deposicional y las arcillas-limos son más abundantes. Además, no se encuentran evidencias de cristales de anhidrita, sino únicamente de moldes y pseudomorfos de cristales de yeso,

de modo que el material precursor se correspondía con una alternancia centimétrica-milimétrica entre carbonato magnésico y yeso. Tampoco se han detectado la presencia de celestina o sílice autigénica, como en otros carbonatos diagénéticos de otras áreas.

1. 1. 3. LA SUPERFICIE PALEOKÁRSTICA DEL TECHO DE LA UNIDAD INFERIOR EN EL CONJUNTO DE LA CUENCA.

Hasta el momento se ha realizado un estudio detallado y local de la superficie paleokárstica y los materiales infra y suprayacentes a la misma, en diferentes sectores de la cuenca. Sin embargo, las relaciones morfológicas globales entre la discontinuidad y los materiales afectados por la misma en distintas áreas son, a veces, difíciles de visualizar en campo.

Así, la comparación de la sección Vel-2 con las secciones relativamente cercanas Mar-4 y Mor, permite un seguimiento directo de la superficie paleokárstica en un importante sector de la cuenca (central-meridional). Sin embargo, es necesario tener en cuenta previamente a cualquier interpretación que :

- a) La sección Mor se ubica en un frente no afectado por colapsos, subsidencia o deformación. La sección refleja una continuidad sedimentaria, y hacia su base queda marcado el cambio litológico entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia. Así, de muro a techo, comprende las subunidades Y_L -INF, Y_{LM} -INT, M_D -INT, CB_{PY} -INT, y finalmente las de la Unidad Superior. El techo de la Unidad

Superior queda aquí a 911 m de altitud. Aunque la sección *Mar-4*, muy similar a la *Mor*, presenta un registro más incompleto, por su cercanía, ofrece mayores facilidades para una comparación directa con la *Vel-2*.

b) La sección *Vel-2* (La Loma del Morrón), muestra a grandes rasgos que su mitad superior sufre procesos de acomodación y colapso. La sección *Vel-2* presenta una discontinuidad sedimentaria en forma de superficie paleokárstica desarrollada sobre facies de la Subunidad Y_L -INT, sobre la cual se encuentran carbonatos diagenéticos laminados de la Subunidad C_{LD} -INT, que proceden de un reemplazamiento de las subunidades Y_{LM} -INT, o M_D -INT. Hacia techo se reconocen la CB_{PY} -INT y la Unidad Superior, quedando a una cota de unos 860 m. Todo este conjunto se relaciona con el sistema de subsidencia kárstica de Velilla de Jiloca.

c) La diferencia de cota entre el techo de las secciones *Mar-4* y *Vel-2* es de aproximadamente 50 m, diferencia topográfica que marca un desnivel entre distintas superficies de páramo. En este sector, este desnivel coincide con una lineación estructural de dirección transversal a la cuenca, que se prolonga entre las localidades de Mara-Belmonte en el Bloque Sur-Páramo. La formación de grandes estructuras sinformes en el labio hundido septentrional puede estar en mayor grado relacionado con procesos de disolución de sales infrayacentes (halitas) de la Unidad Inferior desarrollados con edad Post Pliocena mientras que, por otra parte, el labio meridional queda intacto sin deformación. Esta lineación estructural se manifiesta como un pliegue-falla que puede presentar un conjunto de fracturas menores ligadas, que han podido venir actuando desde mucho tiempo atrás, aunque la estructura final posea una edad muy reciente.

Desde la sección *Vel-2* a *Mar-4* (Fig. 8.19), es decir, desde el Valle del Jiloca

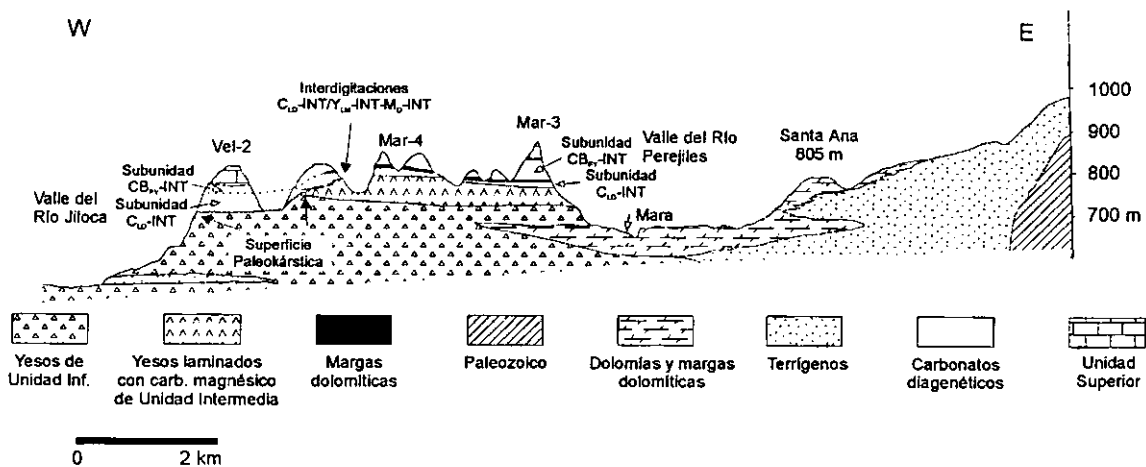


Figura 8.19. Corte transversal a la cuenca que comprende las secciones estratigráficas *Vel-2*, *Mar-4* y *Mar-3*.

hacia sectores más centrales del Bloque Sur-Páramo, se observa la irregularidad de la superficie paleokárstica, cortando sucesivamente niveles de yesos estratigráficamente más altos. La estructura de los yesos infrayacentes mantiene su horizontalidad exceptuando los tramos superiores cercanos a la discontinuidad, donde abundan las fracturas y colapsos. La superficie no presenta total continuidad a lo largo de esta distancia, perdiéndose en los niveles estratigráficamente más altos de la sección Mar-4. Este rasgo tiene gran importancia porque desde unas relaciones, predominantemente en la vertical, entre facies yesíferas y diagenéticas, marcadas por la superficie paleokárstica en los tramos estratigráficamente bajos, se pasa a una relación lateral con interdigitación entre cuerpos diagenéticos y evaporíticos en los tramos estratigráficamente más altos.

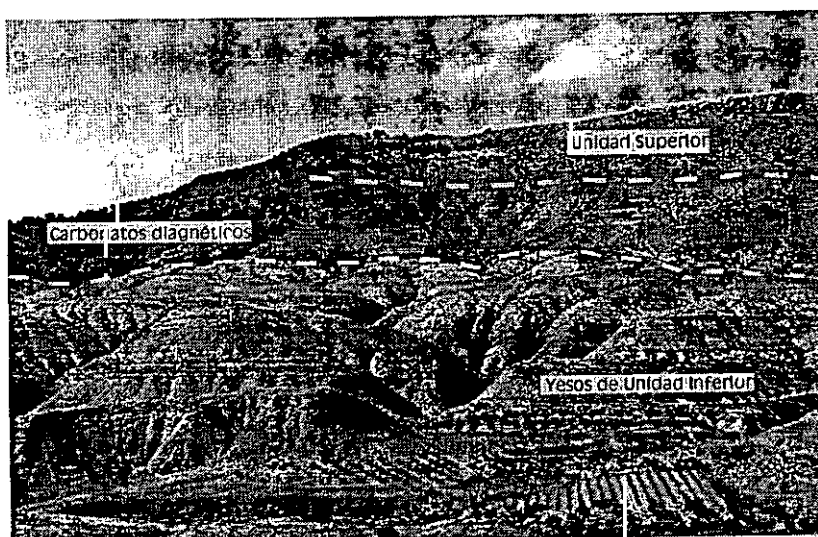


Figura 8.20. Superficie paleokárstica en el área de la sección Vel-2 que separa yesos postdeposicionales de U. Inferior y carbonatos diagenéticos laminados

1) La irregularidad de la superficie, que en la sección Vel-2 marca el contacto entre yesos postdeposicionales de Unidad Inferior y carbonatos diagenéticos laminados (Fig. 8.20), queda acrecentada en muchos casos por colapsos flanqueados por fracturas normales netas, donde los yesos verticalizan y se hunden hacia el centro de las estructuras.

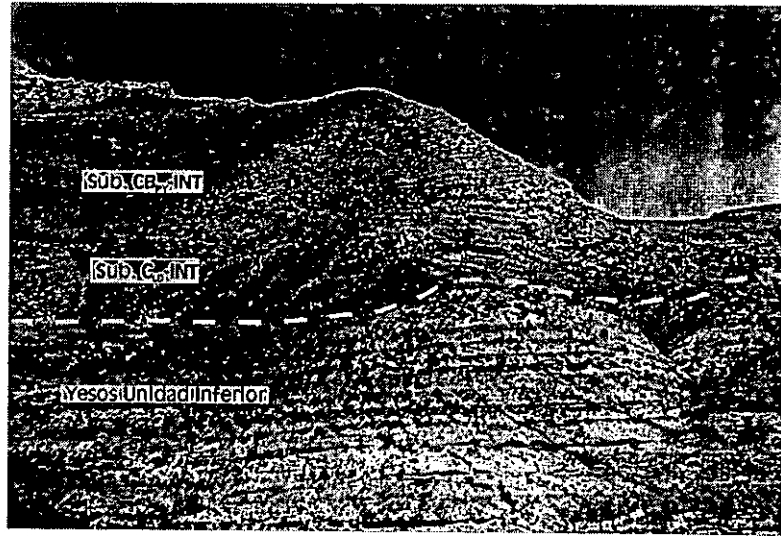
Los niveles yesíferos que se presentan al borde de los colapsos poseen un grado parcial de calcitización. Los carbonatos diagenéticos laminados sufren una acomodación a las depresiones formadas, deformándose dúctilmente, con estructuras de *slump* a micro y macroescala, previas a la litificación.

2) A unos cientos de metros al Este, la superficie paleokárstica asciende en cota en dirección al páramo a la vez que se reduce el espesor global de carbonatos diagenéticos, lo que confirma la diacronía de los carbonatos diagenéticos y el amplio margen de tiempo de la discontinuidad. Aunque los yesos infrayacentes siguen manteniendo una estructura horizontal, su aspecto cambia progresivamente haciéndose visible el carácter cíclico propio de las facies de la Subunidad Y_{LM-INF} que forman el techo de la Unidad Inferior en este sector. Se aprecia un incremento de las proporciones de magnesita alternando con el yeso, que aunque posee abundantes rasgos de anhidritización, permite la diferenciación de yeso primario.

Los carbonatos diagenéticos presentan ligeros alabeos y deformaciones (Fig. 8.21), distinguiéndose con claridad un tramo basal de estructura laminada de tonalidades

blanquecinas (Subunidad C_{LD} -INT) y un tramo superior, de tonalidades ocre, y estructura brechoidea (Subunidad CB_{PY} -INT).

Figura 8.21. Alabeos y deformaciones en los carbonatos diagenéticos sobre materiales evaporíticos de Unidad Inferior. Se distingue con claridad un tramo basal de tonalidades blanquecinas (Subunidad C_{LD} -INT) y un tramo superior, de tonalidades ocre, y estructura brechoidea (Subunidad CB_{PY} -INT).



La descripción de la superficie paleokárstica en este punto puede ser compleja, ya que se realmente se han localizado dos discontinuidades en la vertical (Fig. 8.22); una primera discontinuidad está definida por una progresiva verticalización de los yesos infrayacentes con slumpizaciones originadas por inestabilidad sinsedimentaria; en los últimos tramos, los niveles de magnesita intercalados en los yesos aparecen reemplazados por niveles endurecidos de calcita. La verticalización de las secuencias yesíferas culmina con un pequeño tramo cubierto, bajo el que se encuentra la discontinuidad. Sobre este tramo, se recupera la horizontalidad del conjunto con un tramo margoso y un nivel calizo de unos 30 cm, subdividido en un tramo inferior brechoide con textura *boxwork*, y uno superior laminado con moldes de lenticulas de yeso. Sobre el mismo, se reanuda la sedimentación yesífera, aunque a los pocos metros en la vertical, se detecta de nuevo una progresiva verticalización de los yesos con una segunda discontinuidad. Este último contacto es neto, quedando definido por una discordancia de muy bajo ángulo entre yesos laminados parcialmente anhidritizados, y un material arcilloso-carbonático laminado muy fino (aproximadamente 5 mm, con estructuras sinformes de acomodación amortiguadas hacia techo (Lámina II. E). En este punto, puede decirse que los fenómenos de disolución kárstica comienzan

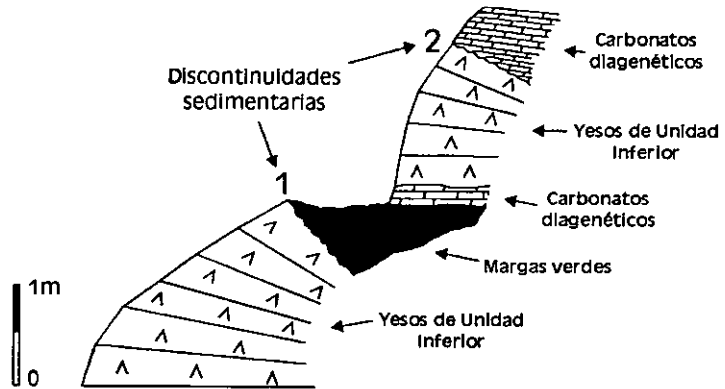


Figura 8.22. Esquema que representa la existencia de dos discontinuidades yeso/carbonato en la vertical.

inmediatamente antes del final de la sedimentación evaporítica, favorecida por la fracturación contemporánea.

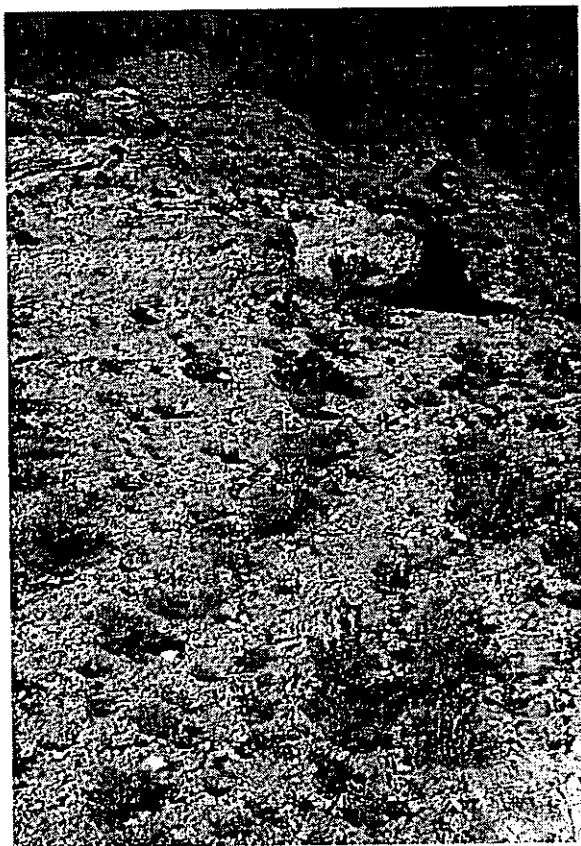


Figura 8.23. Fractura del borde de un colapso en yesos.

La discontinuidad inferior se relaciona con una desarrollada red de fracturas verticales-subverticales, en que los yesos verticalizan y forman el margen del colapso. (Fig. 8.23) Generalmente, se trata de colapsos estrechos, a los que se acomodan los carbonatos diagenéticos. Se distingue con claridad que, a veces, los yesos son calcitizados lateralmente hacia el centro del colapso, donde se distinguen como estructuras laminadas y brechoideas. La estructura de este colapso implica que la calcitización queda muy influenciada por la circulación de aguas a través de fracturas, implicando pérdidas volumétricas importantes, así como una calcitización que en muchas ocasiones se desarrolla lateralmente.

El establecimiento de una relación directa entre la superficie detectada en la sección Vel-2 y las dos discontinuidades aquí descritas puede ser compleja, aunque sin duda, la separación temporal y física entre ambas discontinuidades es muy reducida.

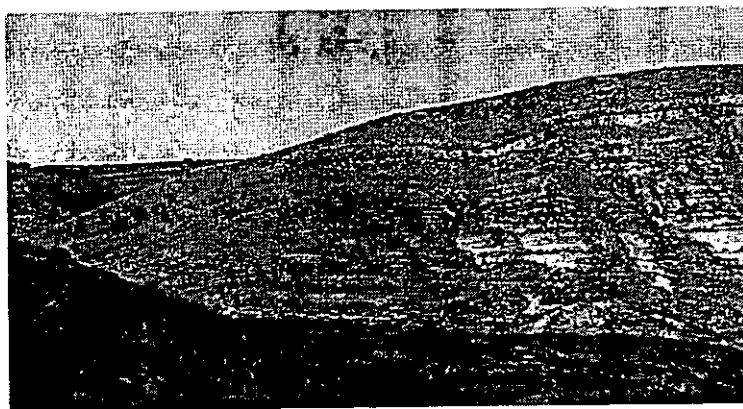


Figura 8.24. Macroestructura sinforme de acomodación de la sección Mar-4. En este sector se distinguen discontinuidades internas e interdigitaciones entre materiales de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT y carbonatos diagenéticos laminados.

3) Hacia los sectores centrales del páramo (sección Mar-4), parece apreciarse de nuevo una superficie completamente irregular, que aparenta tomar cota progresivamente. Así, a la derecha de la figura (Fig. 8.24) se observa la sucesión sedimentaria completa sin discontinuidades, mientras que a la izquierda, los materiales se ven in-

cluidos en una macroestructura sinforme de acomodación, diferenciándose una serie de discontinuidades internas e interdigitaciones entre materiales de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT y carbonatos diagenéticos laminados. Así mismo, se reconocen pequeñas fracturas que relacionan lateramente materiales de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT con carbonatos diagenéticos. En la sección *Mar-4*, existe una decena de metros de carbonatos diagenéticos laminados penetrando en forma de cuña dentro de la propia Subunidad M_D -INT hasta su desaparición hacia el SE de cuenca, antes de sección *Mor*.

También en el Valle del Perejiles, se han detectado idénticas relaciones entre la sección *Mar-2* y la *Mar-3*, localizándose en ésta una potencia de una decena de metros de carbonato diagenético laminado en forma de cuña sobre yesos de la Subunidad Y_{LM} -INT, que desaparecen hacia el SE. Sin embargo, en sentido NO, la potencia de los carbonatos diagenéticos laminados aumenta hasta un máximo en la sección *Mar-2*, detectándose diferentes interdigitaciones entre carbonatos y yesos, que pueden estar asociados a diferentes episodios de calcitización en relación con la génesis de discontinuidades sedimentarias.

1. 1. 4. ANÁLISIS DE LAS TRANSICIONES LITOLÓGICAS Y RELACIONES GEOMÉTRICAS ENTRE LITOLOGÍAS EN LOS SECTORES NO Y SE DE LA CUENCA

Además de la superficie de paleokarstificación desarrollada sobre los yesos de Unidad Inferior, la ruptura sedimentaria entre la Unidad Inferior e Intermedia queda caracterizada por otra serie de rasgos en los sectores NO y SE de la cuenca:

Sector noroccidental de la cuenca (Sierra de Armantes)

En la vertiente Sur de la Sierra de Armantes, el cambio litológico queda definido por el paso desde facies evaporíticas de la Subunidad Y_{LN} -INF (Unidad Inferior) a facies carbonático-dolomíticas de la Subunidad DM_D -INT (Unidad Intermedia), con un tramo intermedio transicional que presenta cierta mezcla litológica (Fig. 8.25). Hacia el techo de las facies evaporíticas de Unidad Inferior, se reconoce la tendencia a la progradación de abanicos aluviales hacia el centro de cuenca, experimentando luego una retrogradación, durante la cual se produce el depósito de las facies de Unidad Intermedia, hecho que puede relacionarse con una expansión lacustre.

El tramo transicional presenta niveles aislados de carbonatos diagenéticos asociados con niveles de terrígenos. La representación de estos episodios de transformación diagenética en sectores más centrales se encuentra en las monteras carbonáticas existentes sobre una superficie paleokárstica que se desarrolla sobre los materiales evaporíticos de Unidad Inferior que afloran entre la vertiente Sur de Armantes y la Vega del Río Jalón.

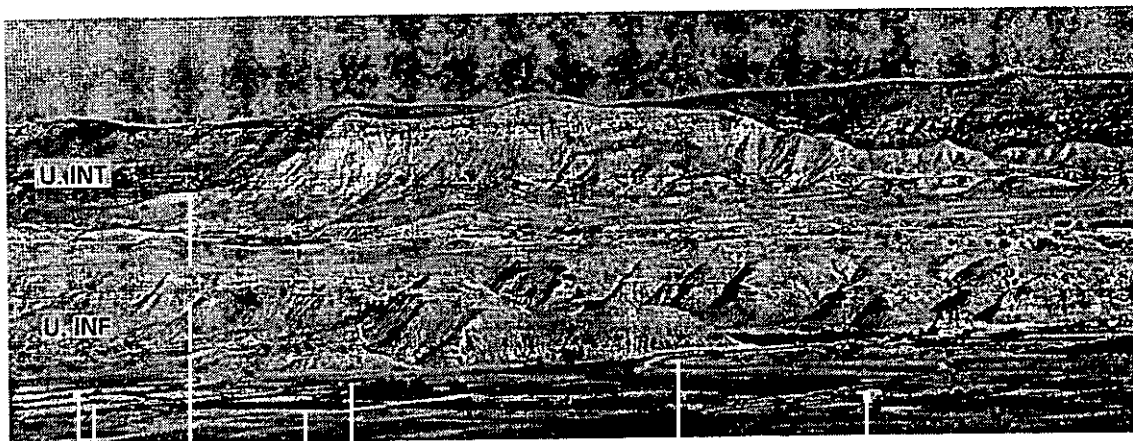


Figura 8.25. Sur de la Sierra de Armantes, donde se distingue el tramo intermedio transicional entre las facies evaporíticas de la Sub. Y_{LN} -INF (U. Inferior) a facies dolomíticas de la S. DM_D -INT (U. Intermedia).

Sector suroriental de la cuenca (Morata de Jiloca-Mara)

En el sector SE de la cuenca, desde Mara-Morata hasta el límite meridional del área de estudio, el tránsito Unidad Inferior-Intermedia refleja una gradualidad en la evolución sedimentaria, con el paso desde las subunidades Y_L -INF y Y_{LN} -INF a la Subunidad Y_{LM} -INT.

Se reconoce la progradación de abanicos aluviales hacia el centro de la cuenca en el techo de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior, marcando de forma más o menos clara la transición vertical entre unidades en el Valle del Jiloca (Fig. 8.26). En el Valle del Perejiles, con un nivel de base más alto, generalmente, las facies de abanico aluvial se reconocen en los sondeos de prospección de la empresa MYTA en Orera-Ruesca.

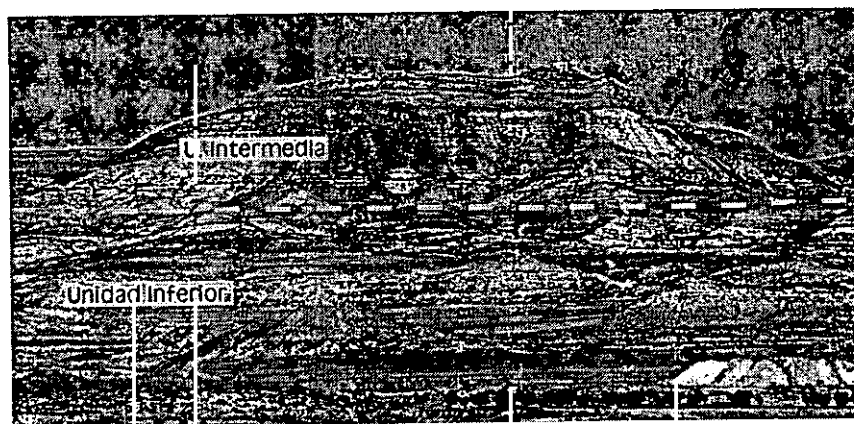


Figura 8.26. Facies de abanico aluvial progradantes hacia el centro de la cuenca en el techo de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior (Valle del Jiloca).

En cualquier caso, la sedimentación en este área es continua, y la diferenciación de unidades viene dada por las tendencias evolutivas que presentan dichas unidades. Frente a la localidad de Morata de Jiloca, en el Bloque Sur-Páramo, las secciones estratigráficas llegan a ser superiores a 200 m, reflejando una transición vertical desde facies de yeso laminado postdeposicional procedentes de anhidrita (con algunas

interdigitaciones de lutitas y limos rojos) de la Unidad Inferior, hacia facies de yeso sindeposicional interlaminado con magnesita, ordenadas cíclicamente, de la Unidad Intermedia.

1. 2. RUPTURA SEDIMENTARIA ENTRE LA UNIDAD INTERMEDIA Y LA UNIDAD SUPERIOR

La ruptura sedimentaria existente entre la Unidad Intermedia y la Unidad Superior se reconoce básicamente en áreas centrales de la cuenca como una progradación muy neta de depósitos aluviales-fluviales, correspondientes a la base de la Unidad Superior, que fosilizan una superficie erosiva desarrollada generalmente sobre sedimentos palustres carbonáticos del techo de Unidad Intermedia. No hay evidencias de grandes erosiones a nivel de cuenca. Esta discontinuidad, al igual que la Unidad Superior, sólo se encuentra reflejada en afloramientos del Bloque Sur-Páramo, y de forma muy parcial en sectores del Bloque Sur-Oriental, quedando ausente del resto de la cuenca debido al juego de los bloques tectónicos y la erosión de los mismos.

La ruptura sedimentaria entre la Unidad Intermedia y la Unidad Superior se encuentra caracterizada por los siguientes rasgos básicos:

a) El paso desde unas condiciones de drenaje endorréico para el conjunto de Unidad Inferior y Unidad Intermedia a condiciones exorréicas para la Unidad Superior. Así, en relación con importantes cambios en la paleogeografía de cuenca se produce la implantación de un régimen exorréico de la sedimentación dentro de la Subunidad L_R-SUP, con el progresivo establecimiento de un sistema fluvial según la dirección del eje longitudinal de cuenca, en asociación con las lineaciones estructurales de los ríos Jiloca y Perejiles. Dentro de la propia subunidad, los canales conglomerático-oncolíticos de carácter fluvial se encuentran hacia su techo, en el paso a la Subunidad T_A-SUP, que presenta el desarrollo de grandes estructuras canalizadas tobáceas de anchura decamétrica que poseen dirección paralela al eje estructural longitudinal de cuenca. Por último, el techo de la Unidad Superior, representado por la Subunidad C_L-SUP, supone de nuevo un retorno a una sedimentación de tipo lacustre somera, aunque muy condicionada por la formación de depresiones de subsidencia sinsedimentaria, relacionadas con una reactivación de los procesos de disolución kárstica afectando a los materiales más solubles de la Unidad Inferior.

b) Sobreimposición de rasgos paleokársticos sobre carbonatos diagenéticos del sector meridional del Bloque Sur-Páramo (Mara-Fuentes-Velilla de Jiloca), que reflejan un episodio de exposición subaérea. Los carbonatos diagenéticos quedan inmediatamente debajo de la discontinuidad entre la Unidad Intermedia y Superior. Los materiales con rasgos paleokársticos tienen una extensión lateral limitada.

1. 2. 1. RASGOS PALEOKÁRSTICOS EN EL TECHO DE LA UNIDAD INTERMEDIA EN EL SECTOR SE DEL BLOQUE SUR-PÁRAMO

Una serie de rasgos paleokársticos someros, distribuidos de forma tabular, desarrollados sobre soportes carbonáticos, de probable edad intra-vallesiense, marcan la discontinuidad sedimentaria entre la Unidad Intermedia y Unidad Superior en el sector suroriental del Bloque Sur-Páramo. Las facies con rasgos paleokársticos (Subunidad CB_{py}-INT) han sido previamente descritas en los capítulos 3 y 7.

La extensión lateral de los materiales karstificados es bastante limitada, reconociéndose desde el sector de Velilla-Mara hasta aproximadamente Montón-Miedes. El techo de la Unidad Intermedia, que incluye los materiales karstificados, se caracteriza por la presencia más frecuente de niveles de calizas palustres-lacustres intercaladas con niveles dedolomitizados, brechas, niveles con disolución-calitización de sulfatos, que indican una progradación de sistemas carbonáticos de aguas dulces hacia los sectores centrales de cuenca, a la vez que existe una retracción-desaparición de las facies evaporíticas.

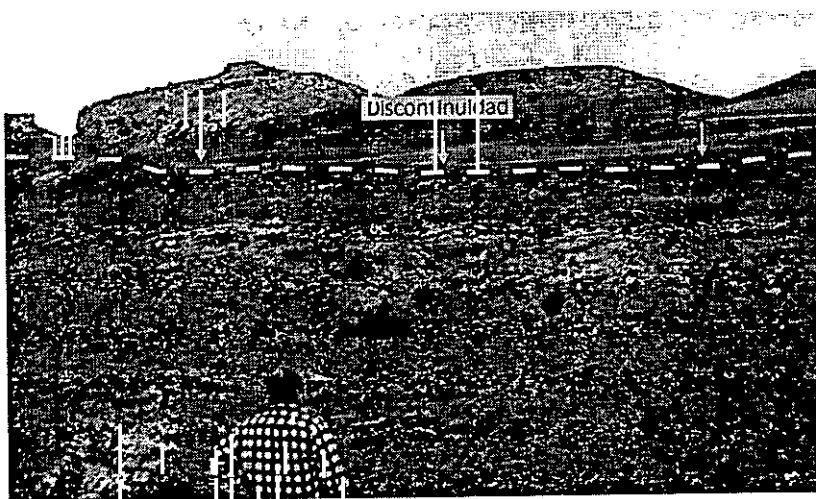


Figura 8.27. Discontinuidad sedimentaria entre la Unidad Intermedia y Superior, que constituye el límite superior para la alteración diagenética de los materiales del techo de la Unidad Intermedia

El límite superior para la alteración diagenética de los materiales del techo de la Unidad Intermedia está marcado por un paleorrelieve o discontinuidad que es contemporánea a la deposición de los materiales de Unidad Superior (Fig. 8.27); no se han encontrado evidencias de la continuidad de los procesos de alteración

diagenética durante la fosilización de los materiales con rasgos paleokársticos. El límite inferior de la alteración diagenética vendría definido por la ausencia de rasgos kársticos y evidencias de una diagénesis meteórica efectiva. En los materiales de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Calatayud, este límite inferior es neto (Fig. 8.28), llegando a unos 25-30 m como máximo desde el límite superior, poniendo en contacto litologías diagenéticas dedolomíticas sobre materiales dolomítico-yesíferos de la Subunidad M_D-INT (sección Mor) o, sobre calizas con gasterópodos dentro de la Subunidad CB_{py}-INT (sección Fte).

La zona de influencia del paleonivel freático en este sistema diagenético quedaría marcado por la mayor acumulación de depósitos endokársticos, abarcando la franja de capilaridad y el freático somero. La concentración de formas y depósitos tanto endokársticos como exokársticos delimita la zona de flujo paleohidrológico principal, como queda constatado especialmente por la distribución, geometría y asociación al paleonivel freático de brechas originadas por disolución de evaporitas (Cañaveras *et al.*, 1996a).

Los depósitos de la Subunidad L_R-SUP fosilizan y/o erosionan la discontinuidad sedimentaria intra-vallesiense. Una de las consecuencias principales de la progradación de facies aluviales y establecimiento de un sistema fluvial bien definido, es el aporte de aguas meteóricas al centro de la cuenca que inducen las transformaciones diagenéticas (ver capítulo 7) y disoluciones de evaporitas que provocan la generación de los rasgos paleokársticos citados.



Figura 8.28. Límite inferior de la alteración diagenética en los materiales de la Unidad Intermedia (sección Mor).

Los sistemas diagenéticos de este tipo (con disolución-colapso, calcitización y dedolomitización, como hemos visto en el capítulo 7) caracterizan ambientes meteóricos próximos a superficie, poco después de la sedimentación (Lucia, 1961; Ulmer, 1984; Swennen *et al.*, 1990) o por exhumación de una serie enterrada (Rouchy *et al.*, 1987; Scholle *et al.*, 1992). La mayoría de los procesos de dedolomitización conocidos se producen por acción de aguas meteóricas, con frecuencia asociados con una disolución cercana a la superficie de yeso/anhidrita relacionada con discontinuidades subaéreas (Flügel, 1982; Chillingar *et al.*, 1979a y 1979b), como es el caso de la existente entre la Unidad Intermedia y la Unidad Superior de la Cuenca de Calatayud.

Tradicionalmente, aunque ha sido citada en un amplio espectro ambiental, la dedolomitización se ha considerado un proceso superficial asociado a una discontinuidad, ya sea de forma temprana (Braun y Friedman, 1970; Scholle, 1971; Swennen *et al.*, 1981; Holail *et al.*, 1988; Kenny, 1992; James *et al.*, 1993; Cañaveras *et al.*, 1996b) o tardía en relación con una meteorización post-enterramiento (Mossler, 1971; Chafetz, 1972). El proceso queda asociado con altas velocidades de flujo, Ca/Mg elevado, temperaturas menores de 50° C, y bajas presiones parciales de CO₂, próximas a valores atmosféricos.

La disolución del yeso es suficiente como para proporcionar un aumento de la relación Ca/Mg; es necesaria la existencia de un flujo hídrico lo bastante activo como para evacuar el Mg sobrante, manteniendo alta la relación Ca/Mg. Al mismo tiempo que la disolución de yeso aumenta la actividad del sulfato, se eleva la relación Ca/Mg; en el momento en que las aguas se sobresaturan frente a la calcita y subsaturan en dolomita, puede producirse la dedolomitización de materiales dolomicríticos, y si no se ha llegado a alcanzar la saturación en yeso, se puede calcitizar el sulfato remanente. En un sistema hidrológicamente activo, estas reacciones pueden actuar hasta el agotamiento de la fuente de sulfato.

1. 2. 2. LOS MATERIALES RELACIONADOS CON LA RUPTURA SEDIMENTARIA EN EL SECTOR NOROCCIDENTAL Y CENTRAL DEL BLOQUE SUR-PÁRAMO

Como se ha indicado con anterioridad, la extensión lateral de los materiales con rasgos paleokársticos es bastante reducida, y las evidencias más directas para su reconocimiento, como son la existencia de niveles brechoideos y karstificados, se pierden progresivamente hacia los sectores noroccidentales y centrales del Bloque Sur-Páramo, apareciendo en su lugar carbonatos diagenéticos laminados.

En el Valle del Río Perejiles, se puede realizar una correlación entre las secciones *Mar-2* y *Mar-3*, mientras que en el Valle del Río Jiloca puede realizarse una correlación paralela entre las secciones *Mor* y *Vel-2*. El resultado de esta correlación, tomando como nivel de referencia la base de la Unidad Superior, muestra una equivalencia lateral entre materiales de las subunidades Y_{LM} -INT y M_D -INT y los carbonatos diagenéticos laminados (Fig. 8.29). Mientras que en las secciones *Mar-3* y *Mor*, no existen discontinuidades en la sedimentación en los materiales infrayacentes a la Subunidad CB_{PY} -INT, en las secciones *Mar-2* y *Vel-2* se reconoce una discontinuidad (superficie paleokárstica) desarrollada sobre materiales yesíferos de la Unidad Inferior, cuyas características ya han sido estudiadas, sobre la que yacen carbonatos diagenéticos, que en estas secciones adquieren las máximas potencias de la cuenca. La mayor parte de estos carbonatos diagenéticos poseen estructura laminada (Subunidad C_{LD} -INT), mientras que solamente hacia el techo de los tramos diagenéticos llegan a reconocerse carbonatos con estructura brechoidea y relictos de dolomita, que atribuimos a la Subunidad CB_{PY} -INT, si bien su desarrollo es muy pobre, dominando el carbonato diagenético laminado.

Más hacia el NO, en los sectores centrales-septentrionales del Bloque Sur-Páramo, ya no se encuentran vestigios de estructuras brechoideas de la Subunidad CB_{PY} -INT, localizándose tan sólo potencias muy reducidas (<15 m) de carbonatos diagenéticos laminados de la Subunidad C_{LD} -INT, que yacen sobre yesos de la Unidad Inferior afectados por la superficie paleokárstica (Fig. 8.30). Interpretamos que existe una correlación entre los carbonatos diagenéticos laminados de este sector y los tramos que comprenden los carbonatos brechoideos con rasgos paleokársticos del sector meridional. Las diferencias estructurales responden a factores composicionales del substrato, y a la

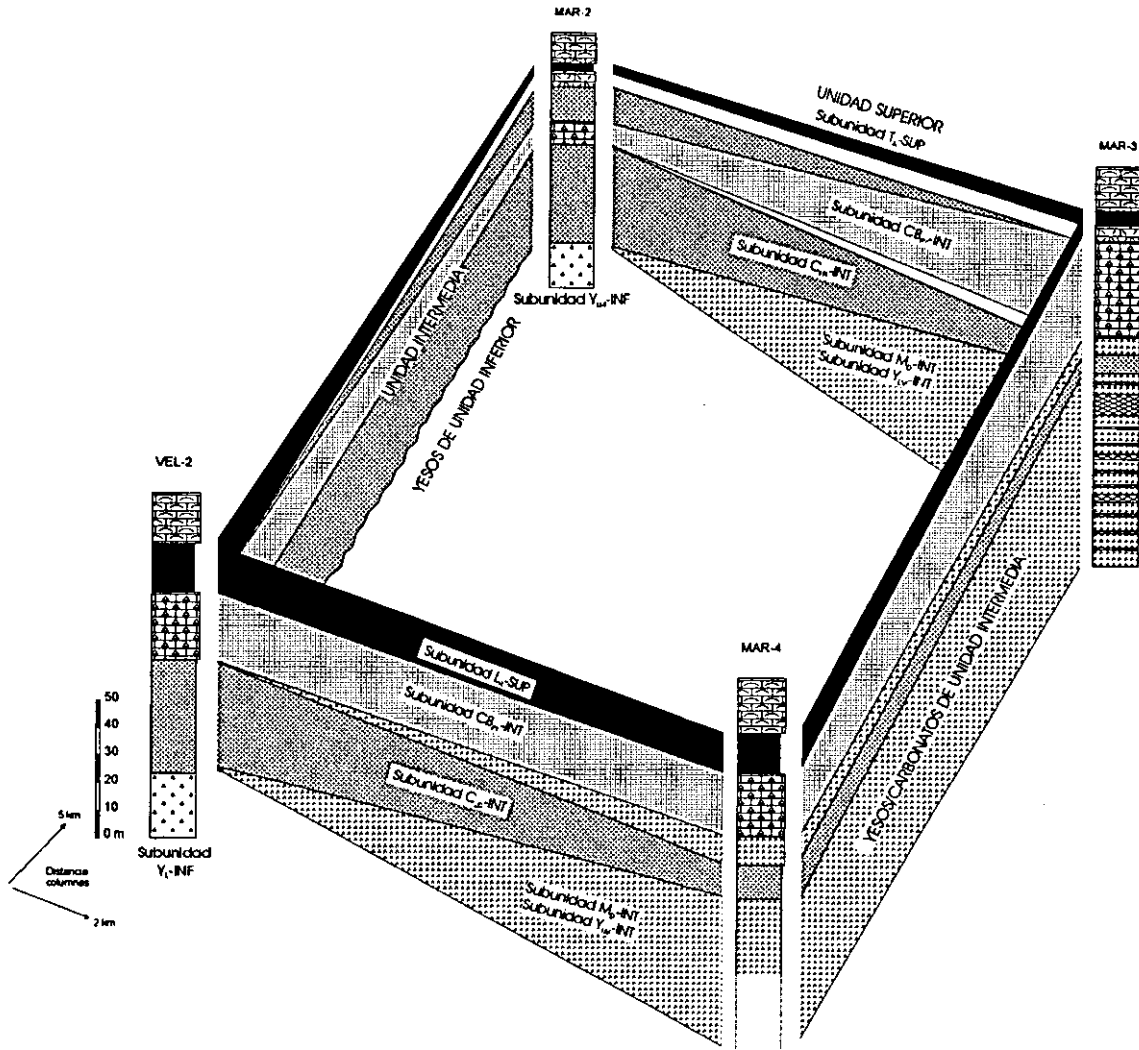


Figura 8.29. Correlación estratigráfica entre las secciones Mar-2 y Mar-3 (Valle del Río Perejiles) y las secciones Mor y Vel-2 (Valle del Río Jiloca).

propia distribución de facies de los precursores de los carbonatos diagenéticos de ambos sectores (Fig. 8.31).

En el sector central-septentrional, la llegada de aguas dulces durante el momento de la deposición de los últimos tramos de la Unidad Intermedia, provoca la calcitización de precursores dolomítico/yesíferos, así como una disolución subsuperficial de sulfato cálcico a favor de la superficie paleokárstica que afecta a los materiales yesíferos de la

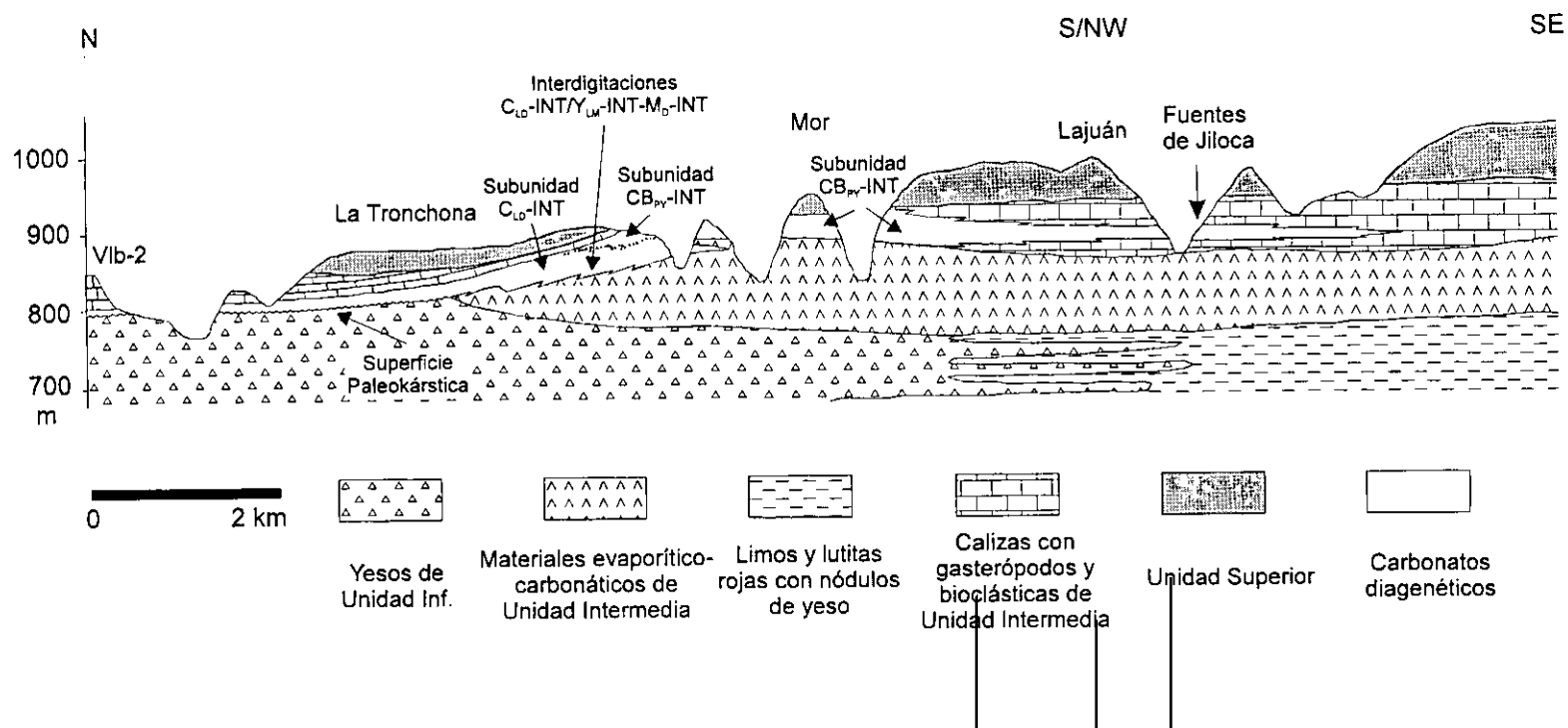


Figura 8.30. Corte estratigráfico longitudinal del Bloque Sur-Paramo con las relaciones entre las subunidades CB_{py} -INT y C_{Lo} -INT.

Unidad Inferior (substrato evaporítico) que en esta zona de la cuenca posee un escaso recubrimiento. La karstificación-disolución de las facies yesíferas supone la creación de dolinas que funcionan como zonas de colapso y subsidencia sinsedimentaria, que favorecen el establecimiento y desarrollo de sistemas palustres-lacustres carbonáticos a techo de la propia Unidad Intermedia (Subunidad C_{PG}-INT), que en los sectores meridionales aparecen muy poco desarrollados (Fig. 8.31).

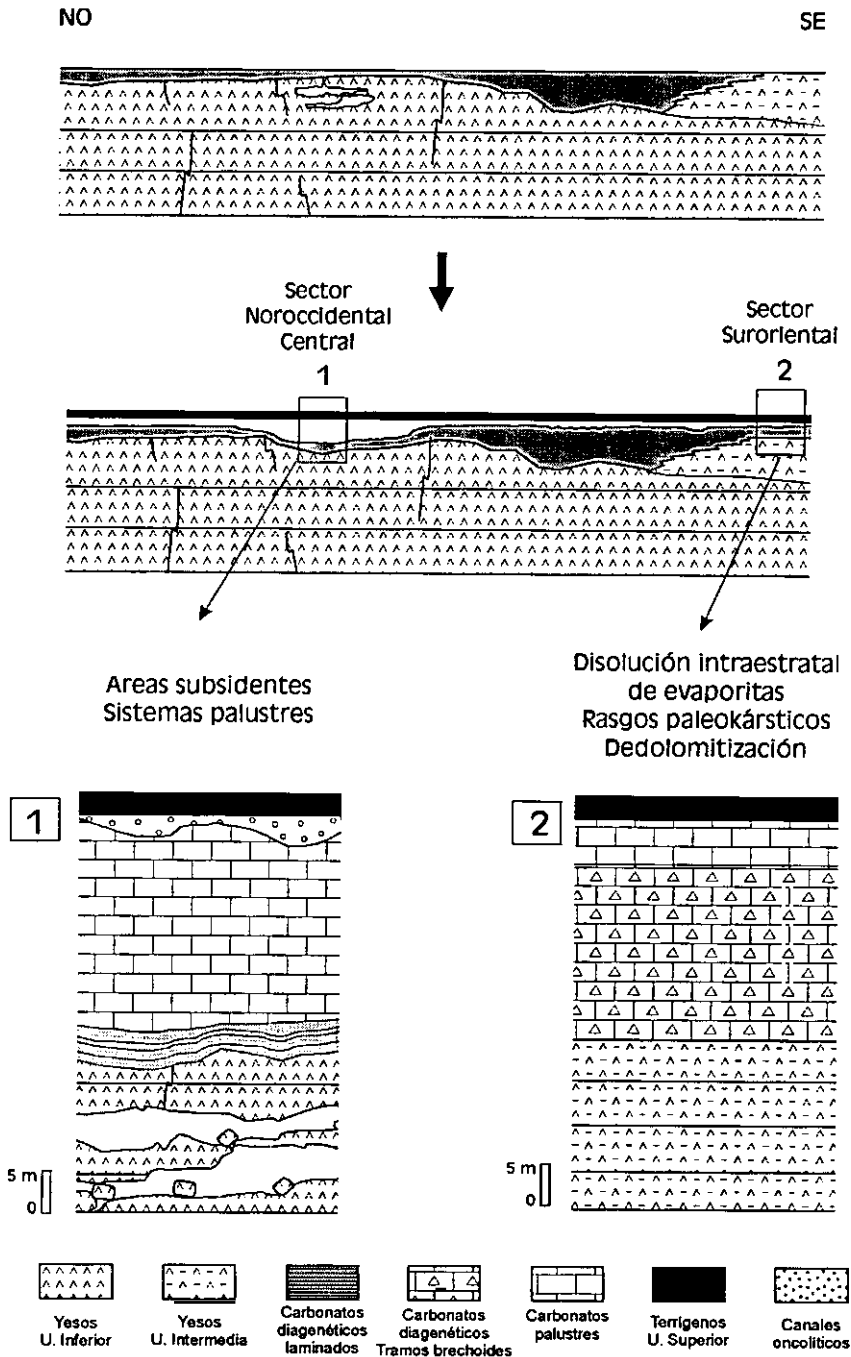


Figura 8.31. Esquema sintético de las relaciones entre los materiales del sector suroriental y los del sector noroccidental-central del Bloque Sur-Páramo.

El control deposicional-composicional es un elemento determinante del resultado de los procesos de alteración diagenética (paleokarstificación), ya que quedan condicionados por la distribución de las rocas karstificables en la cuenca, su heterogeneidad litológica y la distribución de las litologías más solubles. El producto final de la disolución completa de un nivel de yeso en secciones alternantes con carbonatos suele ser una brecha de colapso (Warren *et al.*, 1990). La disolución completa de niveles yesíferos lleva a la formación de niveles estratiformes de brechas carbonáticas de colapso de gran extensión lateral, generadas de forma gradual, donde los materiales suprayacentes muestran relativamente pocos procesos de colapso. En la brecha final, no hay preservación alguna de sulfatos, sólo fragmentos de espeleotemas, *boxwork*, cementos, niveles carbonáticos intercalados, y materiales siliciclásticos de relleno.

En áreas con interestratificación de evaporitas/carbonatos, como las de los sectores meridionales de la cuenca, se conservan con mayor abundancia los rasgos kársticos. En este sector, los precursores más probables constaban de tramos decimétricos-métricos dolomicríticos que alternaban con niveles de yeso macrolenticular en matriz dolomítica y niveles calizos. La karstificación es temprana, controlada por los propios planos de estratificación, con enterramiento escaso o nulo, compatible con un encajante aún no del todo consolidado (Roehl, 1967; Jennings, 1968; Esteban y Klappa, 1983), como queda indicado por la escasez de cavidades verticales, morfologías exokársticas, espeleotemas, junto con desarrollo de cavidades horizontales cercanas al nivel freático y abundancia de colapsos.

Por el contrario, hacia los sectores centrales-septentrionales, tanto el control composicional (distribución de las facies deposicionales), como la propia paleogeografía de la cuenca para este momento, juega un importante papel en la ausencia de rasgos paleokársticos en los materiales que forman el techo de la Unidad Intermedia:

a) Factores composicionales; la distribución de facies en los sistemas deposicionales del techo de la Unidad Intermedia refleja diferencias composicionales ya que mientras que hacia los sectores centrales de la cuenca, se encontraban materiales finamente laminados dolomicrítico/yesíferos, actualmente reemplazados por calcita, en los sectores meridionales, los materiales soporte de la alteración diagenética, se correspondían con las facies marginales del mismo sistema deposicional, donde existía un desarrollo masivo de macrolenticulas de yeso en niveles. En todo caso, el efecto de los procesos de disolución-karstificación sobre un probable material carbonático/yesífero laminado sería muy diferente al que hemos observado en el sector meridional, ya que la disolución de niveles milimétricos-centimétricos de yeso no daría lugar a brechas intraformacionales.

b) Factores paleogeográficos; la paleogeografía de la cuenca para ese momento sería indicativa de una emersión inicial de los sectores meridionales, mientras que en sectores más centrales existiría un sistema palustre bien desarrollado, inducido por subsidencia sinsedimentaria por disolución del substrato yesífero infrayacente. Los

carbonatos diagenéticos en estos sectores centrales habrían sido originados mediante un proceso de calcitización polifásica con anterioridad a la génesis de la discontinuidad entre Unidad Intermedia y Superior. En cualquier caso, se podría llegar a un solapamiento de fases diagenéticas en este sector, una previa y otra posterior a la discontinuidad, si bien el efecto de una segunda fase quedaría aminorado en un material afectado por transformaciones diagenéticas previas.

2. PALEOKARSTIFICACIÓN: INFLUENCIA DE COLAPSOS Y SUBSIDENCIA SINSEDIMENTARIA EN LA SEDIMENTACIÓN DE LAS UNIDADES INTERMEDIA Y SUPERIOR

Aunque el estudio de los procesos y fases de karstificación de los propios materiales neógenos de la cuenca no son objetivo principal de esta Tesis, en este mismo capítulo se ha explicado la existencia de un paleorrelieve central y los rasgos fundamentales de la karstificación de facies evaporíticas. Nos referiremos aquí a la influencia de estos procesos en la sedimentación de los materiales de la Unidad Intermedia y de la Unidad Superior.

Sin duda, uno de los rasgos morfológicamente más llamativos de la Cuenca de Calatayud es la gran abundancia de estructuras de colapso, que se concentran principalmente entre el curso fluvial del Río Jalón y una transversal a la cuenca trazada por las localidades de Morata de Jiloca y Mara. Este sector coincide prácticamente con la distribución de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior en la cuenca.

En la Cuenca de Calatayud, la presencia de colapsos (Hoyos y López-Martínez, 1985; Hoyos *et al*, 1996) (Gutiérrez Santolalla, 1994a) y de subsidencia sinsedimentaria en materiales miocenos (Sanz-Rubio *et al*, 1995, 1997) o en materiales cuaternarios aluviales (Gutiérrez-Santolalla, 1994b, 1996) se ha relacionado generalmente con la karstificación de las facies yesíferas infrayacentes. En este capítulo se han aportado evidencias de un comienzo temprano de los procesos de karstificación de las facies salinas de Unidad Inferior. Desde el Aragoniense Medio los procesos de karstificación de las facies salinas infrayacentes han venido actuando con regularidad a lo largo de la evolución de la cuenca hasta nuestros días.

En las estructuras de colapso se han diferenciado: (a) morfologías de colapso con evidencias de subsidencia sinsedimentaria de materiales neógenos, es decir, que han funcionado como sistemas subsidentes condicionando la sedimentación y (b) morfologías de colapso tardías, relacionadas también con procesos de disolución, pero generadas durante el encajamiento de la red fluvial, que afectan tanto a materiales neógenos como materiales aluviales más recientes (cuaternarios), cuyo origen puede ser tanto subsuperficial como en profundidad.

2. 1. SUBSIDENCIA SINSEDIMENTARIA DE MATERIALES NEÓGENOS

Las estructuras de colapso generadas en la Cuenca de Calatayud están asociadas a depresiones encajadas en materiales evaporítico-yesíferos, afectando tanto a materiales de la Unidad Intermedia como de la Unidad Superior, y por lo tanto con una edad que se inicia en el Aragoniense Medio alcanzando el Plioceno.

En el sector anteriormente indicado, donde se aprecia una mayor extensión de los colapsos, se ponen en contacto facies yesíferas y facies carbonáticas diagenéticas mediante una superficie paleokárstica con distinto desarrollo según la zona, que a menudo queda oculta en el fondo de dolinas y depresiones. El mayor desarrollo en esta zona de estas estructuras de colapso y de subsidencia sinsedimentaria se encuentran, a su vez, muy ligadas y favorecidas por la red de fracturación de los depósitos yesíferos más abundantes en este sector, ya que éstas han favorecido una mayor karstificación.

La importancia de la discontinuidad paleokárstica no reside solamente en su papel durante la evolución de la sedimentación neógena, sino que actualmente constituye una marcada superficie de discontinuidad a través del que cual fluye una buena parte de las aguas meteóricas e infiltración del sector central de la cuenca, y en muchos casos se comporta como un nivel de despegue de los materiales suprayacentes.

2. 1. 1. EVIDENCIAS DE SUBSIDENCIA SINSEDIMENTARIA EN LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA UNIDAD INTERMEDIA

En capítulos y apartados anteriores se han señalado numerosas evidencias sobre la existencia de procesos de subsidencia sinsedimentaria y los carbonatos diagenéticos. A continuación resumimos dichas evidencias:

- a) Presencia de slumps y brechas de slump: su existencia, tanto a nivel macroscópico como microscópico, en los carbonatos diagenéticos laminados es indicativa de una inestabilidad y subsidencia del substrato evaporítico, y formación de un desequilibrio o gradiente de potencial (pendiente). La deformación tiene lugar necesariamente cuando el sedimento no se encuentra litificado (deformación dúctil), manteniéndose una continuidad a escala de laminación.
- b) Microfracturas: la microfracturación de los carbonatos diagenéticos queda patente en la frecuente interrupción de la continuidad de las láminas, mientras los yesos encajantes no se encuentran afectados. Este fenómeno es el producto de una deformación y fracturación no tectónica que afecta a materiales con variado grado de litificación, relacionado con procesos de colapso gravitacionales.
- c) Carbonatos clásticos: en diferentes secciones con carbonatos diagenéticos pueden encontrarse niveles y tramos con evidencias de una removilización de los mismos, indicativos de una inestabilidad en la zona, con un potencial suficiente como para provocar la llegada de aguas canalizadas, que transportan como detríticos los productos de removilización de estos carbonatos acompañados de otros elementos siliciclásticos.

2. 1. 2. EVIDENCIAS DE SUBSIDENCIA SINSEDIMENTARIA A TECHO DE LA UNIDAD INTERMEDIA

La subsidencia sinsedimentaria por la karstificación de facies evaporíticas en los sectores centrales de la cuenca controló también la distribución y creación de nuevos depocentros que modificaron la paleogeografía de la cuenca, siendo, por tanto, estos procesos de karstificación y subsidencia sinsedimentaria los factores principales del control de la deposición de algunos de los sistemas palustres-lacustres del techo de la Unidad Intermedia y de la Superior. Un ejemplo excepcional lo constituye la Subunidad de Calizas palustres con gasterópodos (C_{PG} -INT) (ver Figura 8.31)

En el sector centro-oriental de la cuenca, la Subunidad (C_{PG} -INT) se extiende desde la localidad de Belmonte de Gracián hacia el NO, a ambas márgenes del Río Perejiles, aproximadamente hasta el valle fluvial del Río Jalón, encontrándose su máxima potencia en el área de Los Cerrillares-Cortasogas (20-25 m), que representaría el depocentro del sistema palustre-lacustre. Las relaciones de facies de la subunidad hacia los márgenes son desconocidas, pues se adelgaza rápidamente en sentido SE, y no se encuentra representada en el valle del Jiloca y sector occidental de la cuenca. Los caracteres mas significativos por los que se evidencia la existencia de una depresión kárstica en la que se producen fenómenos de subsidencia sinsedimentaria que controlan la sedimentación de la Subunidad (C_{PG} -INT) son los siguientes:

Discordancias progresivas y diferencias de potencia en la Subunidad (C_{PG} -INT)

- En las secciones Vlb-1 y Vlb-2, separadas por tan sólo unos 250 m, a poco más de 1 km hacia el Oeste de la localidad de Villalba de Perejiles, el contacto entre yesos y carbonatos diagenéticos queda marcado mediante una superficie paleokárstica. Los carbonatos diagenéticos exhiben una gran alteración y *slumps* a diferente escala. El contacto entre carbonatos diagenéticos y los materiales palustres suprayacentes de la Subunidad C_{PG} -INT se aprecia en campo como neto.

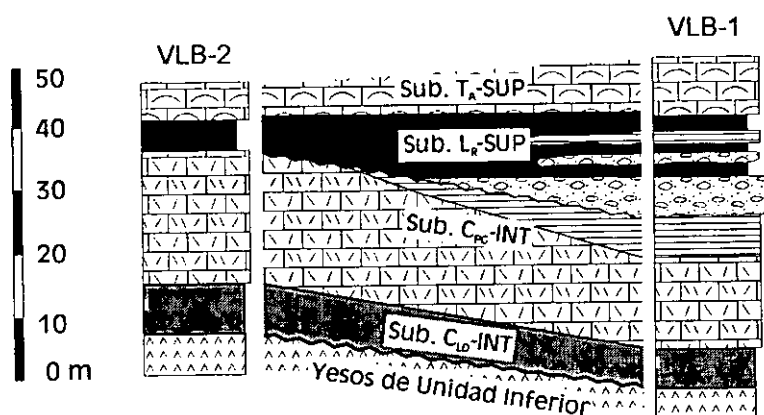


Figura 8.32. Correlación entre las series estratigráficas Vlb-1 y Vlb-2.

- Los materiales palustres de la Subunidad C_{PG} -INT se encuentran formados por niveles recristalizados masivos o nodulosos con restos de gasterópodos, caráceas, estructuras fenestrales, y huellas de raíces. Las secciones estratigráficas Vlb-1 y Vlb-2 (Fig. 8.32) presentan tendencias evolutivas similares, aunque

existen diferencias en la potencia de dichas secciones, y en la sedimentología de las mismas. La sección *Vlb-2* presenta unos 7 m de carbonatos diagenéticos y unos 21 de carbonatos palustres de la Subunidad C_{PG} -INT previos a los materiales de Unidad Superior, mientras que la sección *Vlb-1* posee unos 6.5-7 m de carbonatos diagenéticos, unos 14 de carbonatos palustres y unos 12 m de niveles de tobas de caráceas laminadas con gasterópodos, niveles de arenas y conglomerados previos a la Unidad Superior.

Las diferencias de potencia son evidentes teniendo en cuenta la cercanía que presentan ambas secciones, y parecen responder a los efectos de una subsidencia sinsedimentaria diferencial. La sección *Vlb-1* presenta un tramo basal de yesos que se encuentran prácticamente horizontales, un tramo de carbonatos diagenéticos altamente slumpizados y un tramo constituido por una serie palustre en la que el buzamiento se va incrementando paulatinamente hacia el techo, con formación de una discordancia progresiva. Sobre los últimos materiales, que buzaban algo más de 45°, queda un tramo de tobas de caráceas laminadas que se dispone horizontalmente en discordancia sobre los niveles precedentes.

La disolución de las facies yesíferas infrayacentes parece ser el agente causante de la discordancia progresiva en los materiales palustres. Estos procesos de subsidencia sinsedimentaria debieron ser activos hasta el momento en que se restituye la horizontalidad en la serie, con materiales compuestos por tobas de caráceas y gasterópodos, arenas y conglomerados, que son propios de un sistema fluvial que posee mayor desarrollo hacia techo de la sección. Estas facies fluviales están ausentes de la cercana sección de *Vlb-2*, lo cual indica probablemente que el sistema fluvial tuvo poco desarrollo lateral pero quedó esencialmente condicionado por sectores topográficamente deprimidos producidos por una subsidencia local.

El depocentro de la Subunidad (C_{PG} -INT)

La sección *Cer-1* (Los Cerrillares) presenta un potente tramo de carbonatos diagenéticos sobre las facies yesíferas, con abundantes rasgos de removilización, en lo que podría ser interpretado como un sistema fluvial alimentado con los propios materiales de la cuenca y desarrollado a favor de una lineación de subsidencia preferente, más o menos coincidente con el actual valle fluvial del Perejiles. Sobre estas facies de carbonato granudo-clásticos, se encuentran los mayores espesores de la Subunidad C_{PG} -INT en este sector, por lo cual interpretamos que la subsidencia sinsedimentaria pudo condicionar tanto el establecimiento del sistema fluvial, como un posterior depocentro palustre-lacustre de la Subunidad C_{PG} -INT (Fig. 8.33).

La paleogeografía del sistema palustre-lacustre de la Subunidad C_{PG} -INT muestra una ubicación compleja, en un sector de relativa marginalidad respecto del centro de la cuenca, estando ausente de los afloramientos del Valle del Jiloca. Este hecho puede explicarse mediante la creación de un depocentro para esta subunidad en este sector favorecido por la disolución-karstificación de facies yesíferas y subsidencia sinsedimentaria.

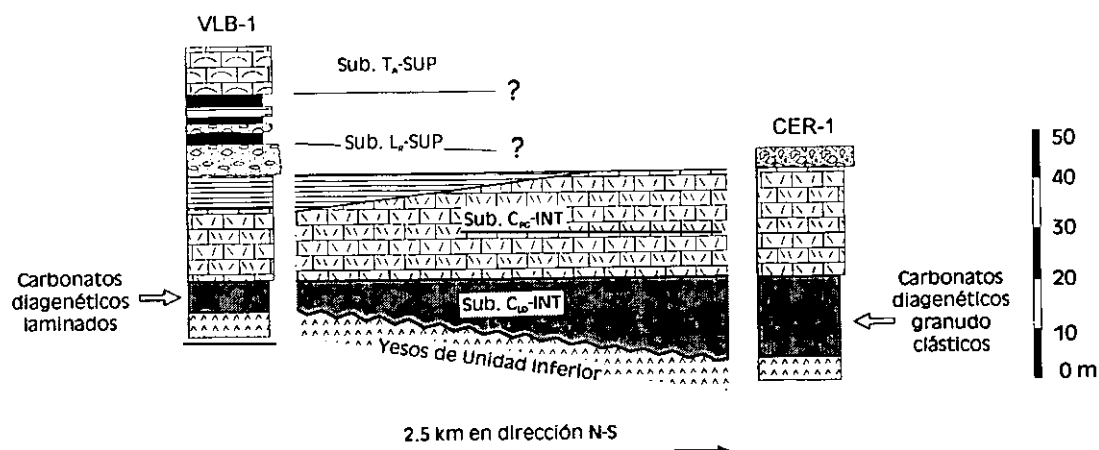


Figura 8.33. Correlación entre las secciones estratigráficas Vlb-1 y Cer-1.

2. 1. 3. EVIDENCIAS DE SUBSIDENCIA SINSEDIMENTARIA EN LA UNIDAD SUPERIOR

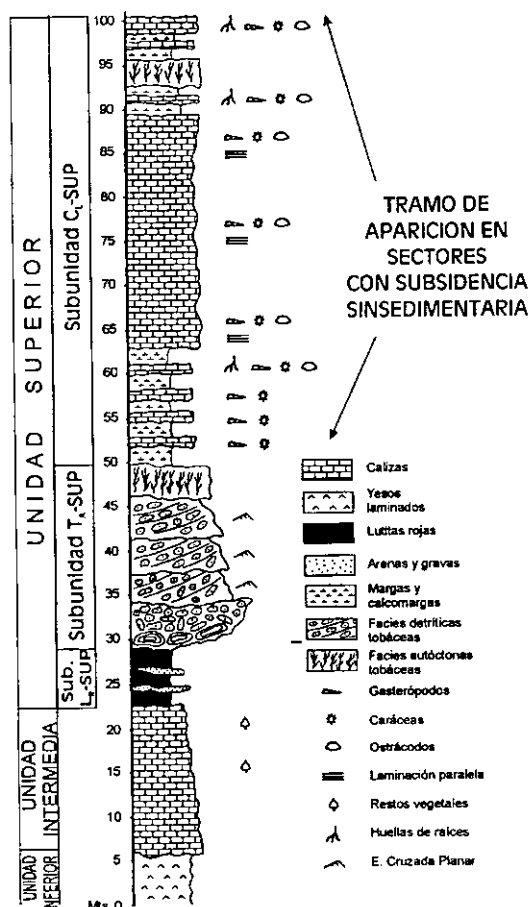


Figura 8.34. Sección estratigráfica tipo de la Unidad Superior con sus tres subunidades

Uno de los rasgos más importantes de la Unidad Superior es la peculiar distribución de afloramientos de las distintas subunidades que la componen. Normalmente, la superficie de erosión finipliocena bisela los suaves plegamientos no tectónicos de la Subunidad T_A-SUP. Los afloramientos de la Subunidad C_L-SUP han quedado salvaguardados de los efectos de la superficie de erosión finipliocena solo en áreas con procesos de colapso o subsidencia sinsedimentaria, cuyos mejores ejemplos son los sectores de Maluenda, Belmonte (Sanz-Rubio *et al.*, 1997) y Velilla de Jiloca. Sólomente en estas áreas subsidentes, puede diferenciarse con facilidad el tránsito entre las subunidades T_A-SUP y C_L-SUP (Fig. 8.34). Sin embargo, los sectores de páramo no afectados por colapsos, se caracterizan por una uniformidad de afloramiento y una potencia constante (20-30 m) de las facies carbonáticas fluviolacustres y tobáceas de la Subunidad T_A-SUP.

Es por ello, que los citados sectores de Belmonte de Gracián, Maluenda y Velilla de

Jiloca registran las mayores potencias de Unidad Superior, acumuladas mediante estos procesos de subsidencia sinsedimentaria, que llegan a superar el centenar de metros (Sanz-Rubio *et al.*, 1995, 1997; Hoyos *et al.*, 1996). Estos sectores se caracterizan por la existencia de espectaculares morfologías exokársticas de deformación, subsidencia, y adaptación de los materiales que integran la Unidad Superior a las depresiones generadas por una reactivación de la karstificación de facies evaporíticas infrayacentes. Aunque los procesos de karstificación vienen actuando desde el Aragoniense Medio, sufren una intensificación con el comienzo de la deposición de los materiales de la Unidad Superior cuando la cuenca pasa a condiciones exorreicas, con anterioridad al desarrollo de la superficie de erosión finipliocena. Otra reactivación kárstica posterior (cuaternaria) es la responsable de gran parte de las espectaculares morfologías de colapso visibles actualmente.

Las grandes estructuras de colapso contemporáneas de la Unidad Superior (Lámina I. B, Fig. 8.35) se distinguen por una serie de rasgos diagnósticos que señalan la existencia de procesos de subsidencia sinsedimentaria durante su génesis:



Figura 8.35. Colapso que afecta a la U. Superior.

Diferencias de potencia en la Unidad Superior.

Todas las áreas subsidentes se caracterizan por la acumulación de grandes potencias de Unidad Superior, que, por lo general, superan los 100 m, incluyendo la Subunidad C₁-SUP. Por ejemplo, es el caso del sector de Belmonte de Gracián donde en el área central del colapso, las potencias superan los 100 m, pero en sectores circundantes e inmediatos no afectados, las potencias son del orden de 20-25 m. Estas diferencias tan marcadas entre áreas colapsadas y no colapsadas se constatan también en los sectores de Maluenda y Velilla de Jiloca.

La figura 8.36 ilustra una correlación de series estratigráficas a nivel local, en Belmonte de Gracián, donde se distingue la existencia de un depocentro para la sedimentación de Unidad Superior y las diferencias en el afloramiento de la Subunidad C₁-INT. Se puede observar la existencia de un tramo potente (de unos 20 m) compuesto por lutitas rojas-negras con niveles conglomerático-oncolíticos a su techo, que no se encuentra en secciones no afectadas por subsidencia. Este tramo es el reflejo de una depresión formada en facies carbonáticas, que en un principio fue rellena por una sedimentación básicamente arcillosa, para finalizar con tramos fluviales. La subsidencia provocó que la sedimentación se produjera, en algunos casos, entre relieves yesíferos circundantes, por lo que, a estas depresiones podían llegar aguas procedentes de la disolución de las facies

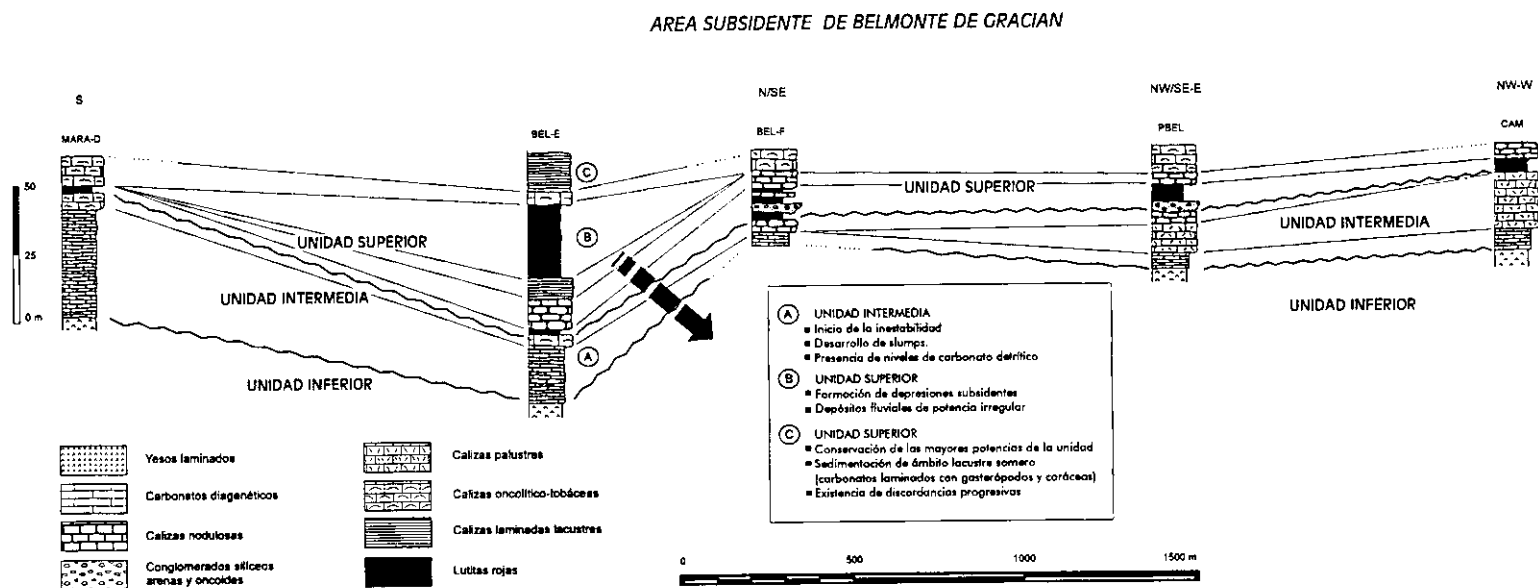


Figura 8.36. Correlación de series estratigráficas en el sector de Belmonte de Gracián.

evaporíticas. Por estas razones, se han localizado en tramos arcillosos de esta depresión crecimientos de yeso intrasedimentario e incluso finos niveles enriquecidos en sepiolita.

Morfología y estructura de los colapsos.

Los sectores subsidentes, por lo general, no conservan la horizontalidad de los materiales que componen la Unidad Superior. Los colapsos forman grandes estructuras sinclinales donde el eje del mismo coincide con la zona más subsidente, presentando las mayores acumulaciones de sedimentos de Unidad Superior.

Las relaciones entre las diferentes subunidades sedimentarias colapsadas de la Unidad Superior y la superficie de erosión finipliocena, son fundamentales para la determinación del momento de finalización de la subsidencia. En los márgenes de las áreas subsidentes es frecuente encontrar materiales buzando hacia la parte central del colapso disectados por la superficie de erosión finipliocena. Este rasgo indica que en el momento de génesis de la superficie, los materiales ya se encontraban colapsados.

Presencia de slumps y discordancias progresivas en la Unidad Superior.

Los materiales de Unidad Superior presentan evidencias de deformación dúctil (*slumps*) de escala métrica, que generalmente, se conservan en sedimentos finamente laminados de la Subunidad C_L-SUP (Fig. 8.37). Además, la existencia de discordancias progresivas (Fig. 8.38) constituye un importante rasgo indicativo de la inestabilidad del substrato. La subsidencia, como tal, no puede considerarse como un proceso continuo y estable a lo largo del tiempo, sino que puede sufrir pulsos o períodos de aceleración (momento en

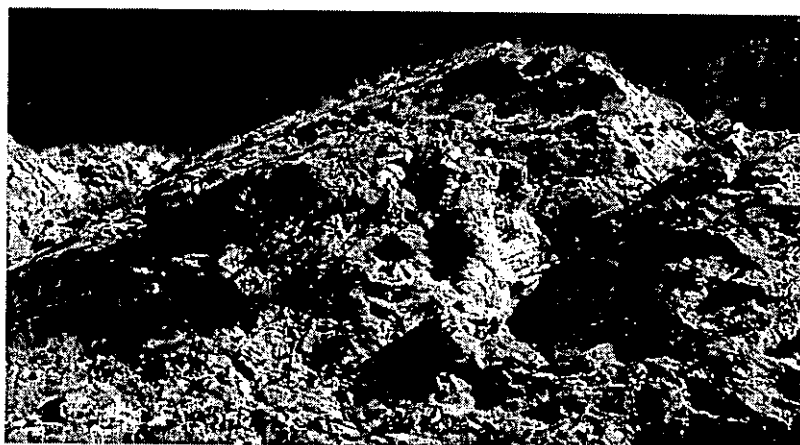


Figura 8.37. *Slumps* de escala métrica, afectando a sedimentos finamente laminados de la Subunidad C_L-SUP.

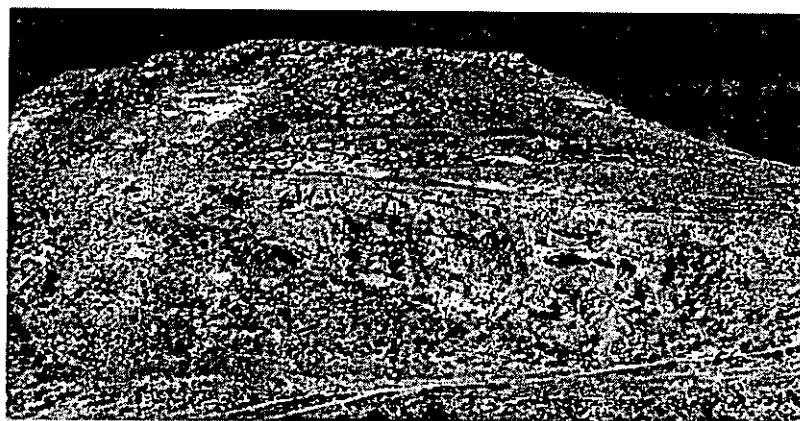


Figura 8.38. *Discordancia progresiva* en Belmonte de Gracián.

que comienza la génesis de la discordancia progresiva) o períodos de estabilización (momento de fosilización de la discordancia).



En algunos casos, la citada inestabilidad del substrato evaporítico se ha reflejado en la génesis de brechas intraformacionales en los materiales que forman la base de la Unidad Superior (Fig. 8.39).

Figura 8.39. Brechas intraformacionales en los materiales tobáceos de la Unidad Superior.

Sedimentología de los materiales de Unidad Superior.

La sedimentación actúa intentando compensar el desequilibrio que ejerce la subsidencia kárstica. Por esta razón, la génesis de una inestabilidad del substrato, una zona topográficamente deprimida, puede controlar el establecimiento de sistemas fluviolacustres-tobáceos o depocentros de sistemas lacustres:

SISTEMAS FLUVIOLACUSTRES TOBÁCEOS

Los sectores de Velilla de Jiloca y Belmonte de Gracián resaltan por la existencia de formaciones canalizadas fluviolacustres (descritas en el capítulo 5), que se distinguen por un relleno complejo que incluye la formación de depósitos tobáceos autóctonos. En Velilla de Jiloca, se encuentran tobas en cascada tapizando depósitos tobáceos autóctonos, mientras que en Belmonte de Gracián, estos últimos son cubiertos por formaciones estromatolíticas paretas y musgos calcificados.

De las descripciones de estas formaciones se pueden extraer importantes conclusiones sobre el funcionamiento de los sistemas fluviolacustres tobáceos en relación con las áreas subsidentes:

- (1) Los grandes sistemas fluviolacustres de la Unidad Superior poseen las mismas directrices que los actuales ríos Jiloca y Perejiles, paralelos al eje longitudinal de la cuenca. La similitud de las directrices refleja que la karstificación de las facies evaporíticas infrayacentes ha podido ser un proceso condicionado por lineaciones tectónicas heredadas, que han seguido ejerciendo una importante influencia en el control de los sistemas fluviolacustres mio-pliocenos y el encajamiento de la red fluvial actual.

(2) El sentido de flujo de estos sistemas fluviolacustres plantea algunas dudas. La geometría del sistema fluvial que se extiende desde Maluenda hasta Velilla de Jiloca refleja un mejor desarrollo de las facies de relleno de canal hacia el SE, con desarrollo de tobas autóctonas y de cascada en el Barranco de San Roque (ver series *Vel-1* y *Vel-3*). La existencia de tobas en cascada es en todo caso indicativo de la existencia de un desnivel topográfico que sería salvado por el flujo hacia los puntos con menor cota. Por estas razones, pensamos que dentro de un sistema fluviolacustre con este grado de desarrollo, el área subsidente de Velilla de Jiloca pudo actuar en algún momento como desagüe de un sistema fluvial con un sentido de flujo hacia el SE. Sin embargo, la ausencia de afloramientos hacia los márgenes de cuenca impide averiguar el sentido de flujo dentro de este sistema fluviolacustre.

SISTEMAS LACUSTRES

Los sistemas lacustres de la cuenca se encuentran influenciados por la existencia de áreas subsidentes que afectan a la propia Unidad Superior. Como se ha reflejado previamente, los tres grandes sectores subsidentes de Unidad Superior (Maluenda, Belmonte de Gracián, y Velilla de Jiloca) albergan potentes depósitos de la Subunidad C_L-INT (hasta 60 m), que no llega a aflorar en áreas circundantes a los colapsos. En este sentido, la subsidencia ha favorecido el desarrollo de sistema lacustres de aguas muy someras, aunque de alta estabilidad por un largo período de tiempo, como lo demuestran las altas potencias de materiales finamente laminados reconocidas en algunas secciones.

2. 2. COLAPSOS DE GÉNESIS TARDÍA

La identificación de procesos de colapso tardío se basa en el reconocimiento de la superficie de erosión finipliocena, posterior al relleno neógeno de la cuenca, a cotas topográficas más bajas de las que posee normalmente o, formando parte de series colapsadas. En este apartado, diferenciamos dos tipos de colapsos de distinta escala que atribuimos, por un lado, a la disolución de facies yesíferas, y por otro, a la más que probable disolución de facies halíticas.

2. 2. 1. COLAPSOS RELACIONADOS CON LA DISOLUCIÓN DE FACIES YESÍFERAS

El encajamiento de la red fluvial ha provocado la inestabilidad de escarpes y taludes de los valles, en especial cuando los materiales que los forman son yesíferos. Por esta razón, son numerosos los colapsos, deslizamientos de ladera, y caídas de bloques que afectan a la serie neógena; de la misma forma, han sido descritos procesos de subsidencia kárstica cuaternaria y sinsedimentaria en el sistema aluvial Jalón-Jiloca (Gutiérrez Santolalla, 1994b).

Los colapsos de tipo kárstico se reconocen con facilidad en los márgenes de los cursos fluviales del Jiloca y Perejiles. El Río Jalón constituye un caso especial, ya que los colapsos y deslizamientos, así como sus depósitos de terrazas, se concentran fundamentalmente en su margen derecha, mientras que la izquierda presenta un escarpe labrado en yesos que puede alcanzar 100 m de altura, correspondiendo con el labio levantado de una falla transversal a la cuenca (Falla del Río Jalón). Estas diferencias en el sistema aluvial del Río Jalón son el producto de una migración lateral hacia el NO del río que ha podido estar condicionada por un fenómeno de subsidencia kárstica aluvial propuesto por Gutiérrez Santolalla (1994b).

Las estructuras de colapso de la serie neógena originadas durante el encajamiento de la red fluvial, se concentran en el sector central de la cuenca, en estrecha asociación con afloramientos de yesos y con los cursos fluviales de los ríos Perejiles, Jiloca, y Jalón. En el Bloque Sur-Páramo, los colapsos quedan repartidos por todos los taludes que limitan con los cursos fluviales, pero especialmente se localizan en el sector del Barranco de Cortasogas, al NO de la localidad de Torres y Los Cerrillares. A diferencia de los procesos que implican subsidencia sinsedimentaria, las series afectadas no presentan ninguno de sus rasgos diagnósticos citados, y su restitución no implica dificultad alguna.

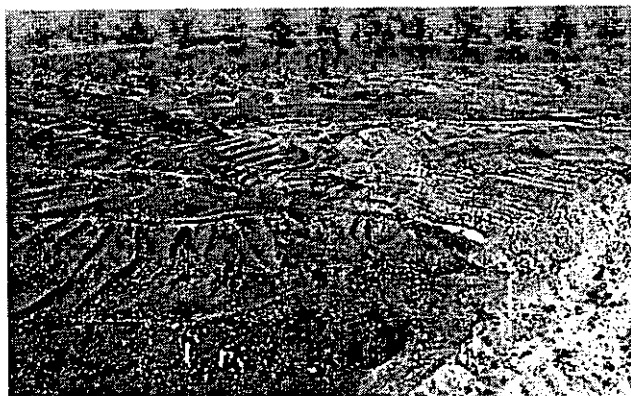


Figura 8.40. Aspecto de deslizamientos rotacionales y de ladera con vergencia hacia el Río Jiloca.



Figura 8.41. Aspecto de la estructura de un deslizamiento rotacional de gran envergadura en las cercanías de Belmonte

Una gran parte de las estructuras reconocidas son deslizamientos rotacionales y de ladera con vergencia hacia los valles fluviales. En ocasiones, la gran densidad de deslizamientos oculta por completo series evaporíticas de más de 200 m de potencia (Fig. 8.40), como en el sector existente en el valle del Río Jiloca entre las localidades de Morata y Fuentes de Jiloca. Los deslizamientos son múltiples, en la mayoría de los casos, con frecuentes duplicaciones de series, formando una estructura de deslizamientos encadenados en escalón, que en ocasiones, pueden llegar a ser de gran calibre (Fig. 8.41). Sin duda, gran parte de las estructuras de colapso y deslizamiento quedan condicionadas por los factores de estructura de la serie neógena, como son la gran densidad de fracturas del substrato

evaporítico y la existencia de una importante discontinuidad (superficie paleokárstica).

Los materiales neógenos colapsados muestran numerosas estructuras de deformación-fracturación, aunque los materiales yesíferos infrayacentes mantienen una disposición generalmente subhorizontal, con una importante red de fracturación, marcada por lineaciones de matorrales y arbustos, que favorece la infiltración de aguas de origen meteórico, provocando procesos de calcitización-disolución hipergénica de yeso.

En muchos de los casos, la discontinuidad entre yesos y materiales carbonatados hace las funciones de un nivel de despegue, sobre el cual "resbala la serie calcárea suprayacente", favorecido por: (1) techo fracturado de las facies yesíferas afectado y alterado por karstificación (2) existencia de carbonatos diagenéticos suprayacentes al substrato evaporítico; a menudo, el carbonato diagenético no es un material cohesivo, sino formado por agregados cristalinos de calcita que reposa sobre un tramo de alteración de los yesos (3) mayor grado de alterabilidad de los yesos, ya que las aguas meteóricas que alcanzan esta discontinuidad disuelven el yeso, o circulan lateralmente hasta infiltrarse a través de fisuras (4) diferente resistencia de los materiales yesíferos y calcáreos.

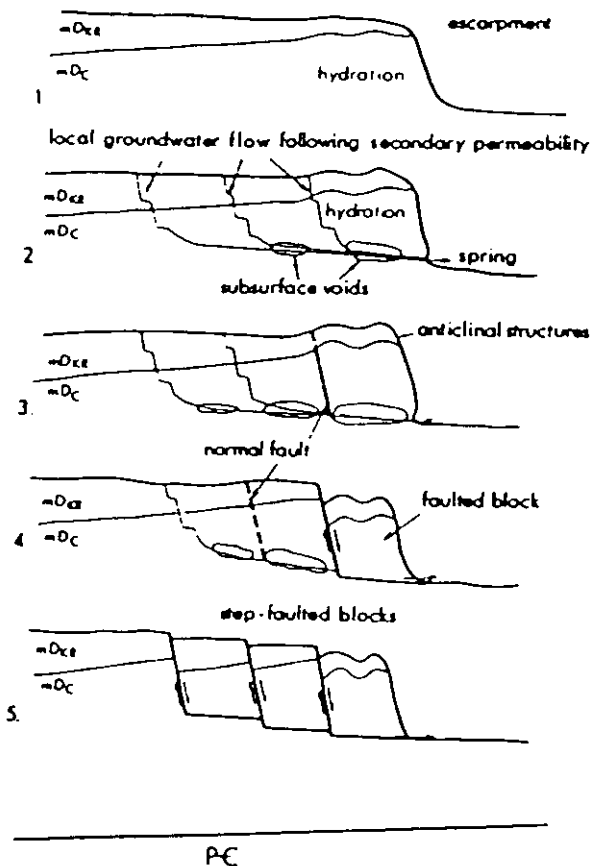


Figura 8.42. Desarrollo de fallas en escalón y bloques fallados formados por subsidencia local inducida por disolución de yeso. En Tsui y Cruden (1984).

Los colapsos y deslizamientos de ladera poseen una clara vergencia hacia los valles fluviales de los ríos, encontrándose en gran parte limitados por fallas de componente normal, que se suceden unas a otras. En algunos casos, se han descrito fallas normales, que no parecen asociadas a movimientos regionales, sino que la sucesión de fallas en escalón y bloques fallados están formados por subsidencia local inducida por disolución de yeso (Fig. 8.42) (Tsui y Cruden, 1984). En este caso, el papel de las aguas subterráneas es fundamental, provocando una disolución y subsidencia, con el resultado final de una fracturación. En la Cuenca de Calatayud, los procesos de karstificación y disolución de evaporitas se suceden en el tiempo. Aunque existen numerosos ejemplos de casos de depresiones originadas durante la evolución miocena mediante una subsidencia sinsedimentaria, sin duda el encajamiento de la red

fluvial ha provocado la génesis de nuevos colapsos o la reactivación de la subsidencia en depresiones antiguas. La subsidencia sinsedimentaria sigue siendo un proceso especialmente activo en la llanura fluvial del Río Jalón (Gutiérrez Santolalla, 1994b). En todos estos casos, la disolución de yeso superficial o cercano a la superficie parece ser el proceso generador de colapsos y deslizamientos.

En resumen, durante el encajamiento de la red fluvial actual, llega un momento en el que el nivel freático queda a nivel de los materiales yesíferos, reactivándose de nuevo la karstificación de los yesos. Entonces, los procesos de disolución selectiva de sulfatos cálcicos debieron ser activos, en especial a favor de la red de fracturación de los yesos provocando la génesis de nuevos colapsos, reactivaciones y la subsidencia generalizada de los materiales calcáreos de techo de la Unidad Intermedia y Unidad Superior. En este momento comienzan a generarse los deslizamientos de ladera de gran parte de los valles de la cuenca. Una vez que los ríos alcanzan su nivel de base actual, las aguas meteóricas circulan a favor de la interfase entre el substrato evaporítico y los carbonatos diagenéticos suprayacentes, con un sentido lateral de flujo, o descendente a favor de fracturas, provocando la inestabilidad de taludes y el origen de nuevos colapsos y deslizamientos.

2. 2. 2. COLAPSOS RELACIONADOS CON PROCESOS DE DISOLUCIÓN DE FACIES HALÍTICAS

Una gran parte de los estudios científicos recientes que tratan procesos de disolución de evaporitas describe las relaciones existentes entre rasgos kársticos (dolinas, cuencas de colapso, brechas o chimeneas de brechas) y cuerpos de halita subsuperficiales. La disolución masiva de halita en profundidad puede provocar importantes subsidencias en una cuenca sedimentaria, de hasta 45-70 m (Gustavson *et al.*, 1982). Estos autores han relacionado disoluciones, rasgos kársticos, y sistemas de flujo de agua subterránea, con una disolución regional de halita en profundidad, que puede acompañarse en menor grado de una disolución de yeso en, o, cerca de la superficie en evaporitas pérmicas de Texas. En Saskatchewan, (Christiansen, 1971) ha descrito depresiones estructurales de unos 20 km de largo limitadas por fallas en escalón de alto ángulo producidas por la disolución de halita del Devónico Medio mediante aguas subterráneas, mientras que Hackbarth y Nastasa (1979) localizaron depresiones de 10-40 km y profundidades de hasta 46 m en rocas paleozoicas.

Las grandes estructuras de colapso de la Cuenca de Calatayud han sido atribuidas a procesos de disolución de los yesos durante el Cuaternario (Gutiérrez Santolalla, 1994b). Como se ha visto, el relleno sedimentario de la Cuenca de Calatayud presenta importantes depósitos de halita en profundidad en la zona del labio hundido de la falla del Jiloca, y necesariamente una parte de esta sal tuvo que estar incluida en las facies evaporíticas del labio levantado del sector de Paracuellos - Maluenda (Bloque Sur-Páramo), dada la composición química clorurado-sódicas sulfurosas del Balneario de Paracuellos de Jiloca. La disolución de esta halita englobada en los materiales evaporíticos del labio levantado

durante el encajamiento reciente de la red fluvial ha debido de ejercer un importante efecto de subsidencia de los materiales suprayacente.

Por otra parte, los materiales yesíferos que integran los sectores centrales de la cuenca se disponen generalmente de forma horizontal-subhorizontal, pero siempre poseen un buzamiento generalizado aunque suave hacia los valles fluviales de los ríos Jalón, Jiloca, y Perejiles, relacionado con las tres lineaciones tectónicas más importantes de la cuenca (Fig. 8.43), por lo que también han debido jugar un papel importante en la generación de

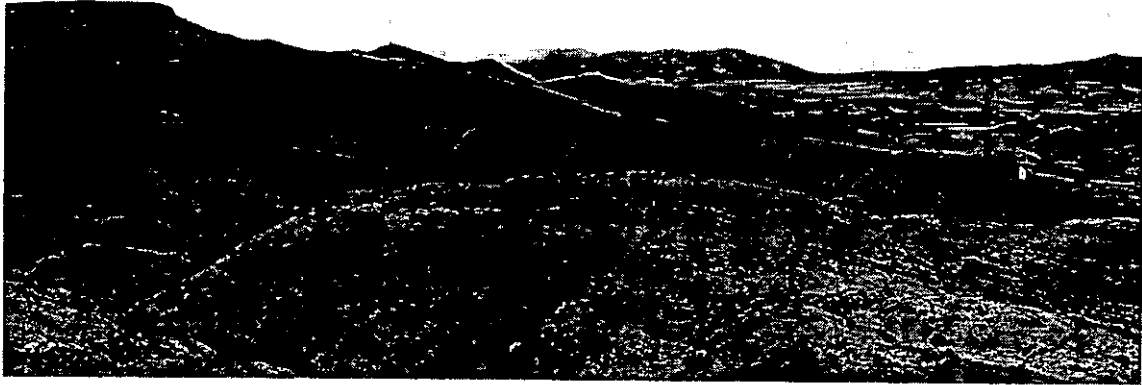


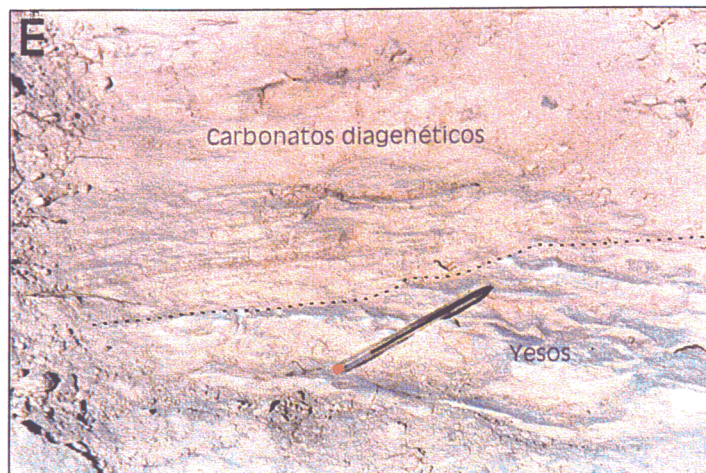
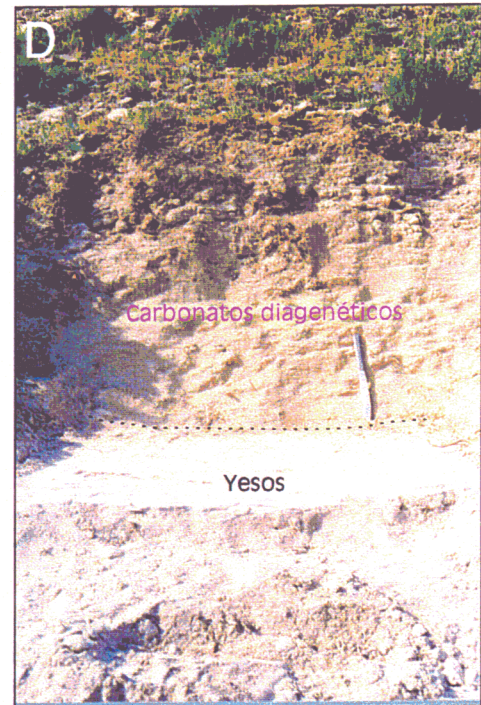
Figura 8.43. Aspecto de la flexión de los yesos de la Unidad Inferior hacia los valles fluviales (Valle del Río Perejiles, en las cercanías de Villalba de Perejiles).

las grandes estructuras de colapso, ya que parece difícil atribuir sólo a la simple disolución de facies yesíferas estructuras a macroescala como éstas, no existentes en otras cuencas con procesos de karstificación de los yesos (Cuenca de Madrid, Ebro, Duero).

Lámina I. A) Representación del contacto (paleorrelieve) entre facies yesíferas de Unidad Inferior y facies carbonatadas de Unidad Intermedia y Superior. B) Macroestructura de colapso de la Unidad Superior (Velilla de Jiloca).

Lámina II. A) Contacto discordante de muy bajo ángulo en la sección *Vel-2*. B) Contacto yesos/carbonatos diagenéticos en la sección *Mar-2*. C) Cata realizada en la sección *Mar-2*. D) Tramo transicional heterogéneo de la sección *Bef-2*. E) Detalle del contacto discordante de muy bajo ángulo yesos/carbonatos diagenéticos.





CAPÍTULO 9

Capítulo 9

EVOLUCIÓN DE LA SEDIMENTACIÓN Y PALEO-GEOGRAFÍA DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS NEÓGENOS DE LA CUENCA

En el presente capítulo se refleja la tendencia general evolutiva de la sedimentación en relación con factores básicamente climáticos y/o tectónicos, así como la paleogeografía de las tres unidades mayores (unidades Inferior, Intermedia, y Superior) del Neógeno de la cuenca. A grandes rasgos, distinguimos las siguientes etapas principales:

1. EL INICIO DE LA SEDIMENTACIÓN EN LA CUENCA DE CALATAYUD

La edad de los depósitos sedimentarios aflorantes más antiguos de la cuenca pertenece al yacimiento de Ateca III (Ramblense Superior), pero sin embargo los sondeos de Marín (1932) han demostrado la existencia de grandes espesores de sedimentos en el subsuelo del sector central de la cuenca, en gran parte evaporíticos, infrayacentes a los materiales que albergan el citado yacimiento, que por su potencia probablemente llegan a representar una sedimentación paleógena. Conviene apuntar que los únicos afloramientos asignados como paleógenos (oligocenos) en el entorno del sector estudiado de la Cuenca de Calatayud quedan limitados a un área de reducidas dimensiones (IGME, 1981) a poco más de 1 km al NO de la localidad de Villalengua, que constan de materiales limoso-margosos, y conglomeráticos. Estos materiales se encuentran plegados y basculados hacia el interior de la cuenca afectados por una fase tectónica compresiva.

La existencia de una sedimentación paleógena bien desarrollada en la cuenca y fosas adyacentes (como las cuencas de Almazán y del Ebro), como también atestiguan los materiales eocenos reconocidos por Villena *et al.* (1991) en el vecino sector de Montalbán, indica que la apertura de la Fosa (*graben*) de Calatayud-Montalbán a favor de la Falla del Jiloca, es previa al Neógeno, muy anterior a la edad Mioceno Inferior-Medio propuesta por algunos autores, sobre todo estructuralistas (p.e. Simón, 1990), en la que han situado el cambio progresivo desde un régimen tectónico de carácter compresivo a

distensivo (distensión neógeno-cuaternaria) que causa la generación y estructuración de cuencas y subcuencas de la Cordillera Ibérica.

La única información publicada sobre la estructura del subsuelo en los sectores centrales de la cuenca se limita a dos antiguos sondeos de investigación (ver capítulo 3). En el sondeo de Cifuentes (Marín, 1932), se cortaron a unos 1150 m de profundidad unas margas arenosas con cantos de cuarcita y pizarra que llevaron a los investigadores a pensar que se había alcanzado el substrato paleozoico. En función de la testificación del sondeo puede indicarse que la sedimentación evaporítica domina aproximadamente los 600 m más superficiales, y que la sedimentación es carbonática con influencia evaporítica y episodios terrígenos desde aproximadamente los 600 m hasta el final, a 1170 m de profundidad.

En función de esta información, básicamente criterios litológicos, se podría indicar la existencia de, al menos, dos grandes unidades en el subsuelo de la cuenca: (1) una basal carbonático-evaporítica y (2) una superior evaporítica que llega a aflorar en superficie y que constituye la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud. La apertura de la cuenca y el comienzo de la sedimentación en la misma se inicia durante el Paleógeno, posiblemente en el Oligoceno, necesariamente antes de los 1000 m de depósitos infrayacentes a Ateca III, con sedimentación fundamentalmente clástica que evoluciona a carbonática lacustre (calizas y margas) con influencia evaporítica dentro de un modelo sedimentario de cuenca continental endorréica. En cambio, el comienzo de la sedimentación en Unidad Inferior vendría determinado por un progresivo predominio de condiciones de alta evaporación, quedando reflejado en una transición vertical entre facies carbonáticas y evaporíticas.

2. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFÍA DE LA UNIDAD INFERIOR

Como se ha reflejado en el capítulo 6, dentro de la Unidad Inferior, se ha realizado una diferenciación básica en dos tramos: a) tramos basales correspondientes a las mayores potencias de facies halíticas y anhidríticas registradas en sondeo en los sectores centrales de la cuenca y b) tramos superficiales que comprenden la serie evaporítica aflorante en la cuenca y en principio carecen de facies halíticas.

2. 1. SEDIMENTACIÓN EN LOS TÉRMINOS BASALES DE LA UNIDAD INFERIOR

Si bien la sintética testificación de los sondeos de Paracuellos y Cifuentes, unida a la ausencia de sondeos profundos en otras zonas de la cuenca, limita una interpretación global sobre la distribución y paleogeografía de las formaciones evaporíticas en el

subsuelo de la cuenca, la comparación entre las columnas de los sondeos de Cifuentes (Vega del Jalón) y Paracuellos (Vega del Jiloca) indica que la presencia de facies halíticas es más importante en este último, tanto en potencia como en pureza, señalando en esta zona (Paracuellos de Jiloca y Maluenda) la probable ubicación del depocentro de la cuenca en ese momento. Se desconoce la extensión real y la paleogeografía de estos depósitos halíticos en el subsuelo, aunque la potencia de hasta 400 m de sedimentos de carácter halítico-anhidrítico registrada en los citados sondeos resulta importante si se tienen en cuenta las reducidas dimensiones de la cuenca.

2. 2. SEDIMENTACIÓN EN LOS TÉRMINOS SUPERIORES DE LA UNIDAD INFERIOR

Como se ha reflejado en los capítulos previos, la Unidad Inferior en superficie, se encuentra prácticamente formada por yeso secundario procedente de la transformación de litofacies anhidríticas, y en menor grado glauberíticas. La presencia de yeso primario en esta unidad es minoritaria, reflejándose de forma más importante hacia los tramos de techo en los sectores centrales, a la vez que desaparece cualquier tipo de evidencia de glauberita. De la misma forma, las facies halíticas podrían quedar en el subsuelo de los sectores centrales de la cuenca asociadas con materiales anhidríticos y/o anhidrítico-glauberíticos, o haber sido disueltas en localizaciones cercanas a la superficie; en ambos casos, el predominio de la anhidrita sería una constante en el centro de la cuenca.

En función de nuestras observaciones, los términos superiores de la Unidad Inferior responden a un modelo de sedimentación evaporítica en cuenca continental endorréica, donde extensas llanuras lutíticas compuestas por lutitas y limos rojos con nódulos de yeso (Subunidad L_R -INF) pasan hacia el margen de lago salino, en zonas más centrales, a litofacies anhidríticas y glauberíticas (\pm thenardíticas), con yeso subordinado y magnesita como carbonato principal asociado (Subunidad Y_{LN} -INF). Estas facies formarían un cinturón marginal alrededor de un núcleo central, cuya composición sería principalmente anhidrítica y glauberítica (\pm halítica) de forma subordinada (Subunidad Y_L -INF). El lago salino presentaba alta estabilidad, pudiendo ser considerado como un lago perenne, ya que probablemente no se llegó a una desecación absoluta en los sectores centrales, aunque las variaciones climáticas estacionales (o de períodos más amplios) repercutían en importantes fluctuaciones de los márgenes lacustres.

La paleogeografía y extensión del lago salino para este período se traduce en una morfología subcircular-oval elongada según la dirección del eje principal de la cuenca NO-SE (Falla del Jiloca). En esta dirección, la pendiente deposicional era muy baja permitiendo la formación de amplias llanuras lutíticas (Subunidad L_R -INF) al NO y SE-S de la cuenca (sectores de Armantes-Terrer-Ateca, y Fuentes de Jiloca-Montón-Villafeliche-Olvés respectivamente) en las que dominan los procesos de evaporación capilar que producen la génesis de nódulos de anhidrita primarios.

Por el contrario, hacia los márgenes laterales occidental y oriental, el desarrollo de las llanuras lutíticas es muy escaso, la pendiente deposicional era más alta de forma que los sistemas lacustres salinos quedaban muy próximos a los bordes de cuenca. Los abanicos aluviales tenían pobre desarrollo lateral y a menudo sus términos distales penetraban en las facies lacustres en forma de *fan-delta* (Subunidad L_G-INF).

Estas diferencias se traducen en una asimetría de los cinturones de facies que constituyen una variante simple dentro del modelo clásico de *bull's eye*. Los cinturones de facies según la dirección longitudinal de cuenca poseen amplio desarrollo, con extensas facies distales de abanico aluvial, pero hacia los márgenes occidental y oriental, los cambios de facies son cortos y los abanicos aluviales tienen poco desarrollo (Fig. 9.1). En este contexto, pequeñas oscilaciones del nivel de las aguas del lago salino suponían grandes cambios de la línea de margen lacustre, que eran bastante más acusados según la dirección longitudinal de la cuenca.

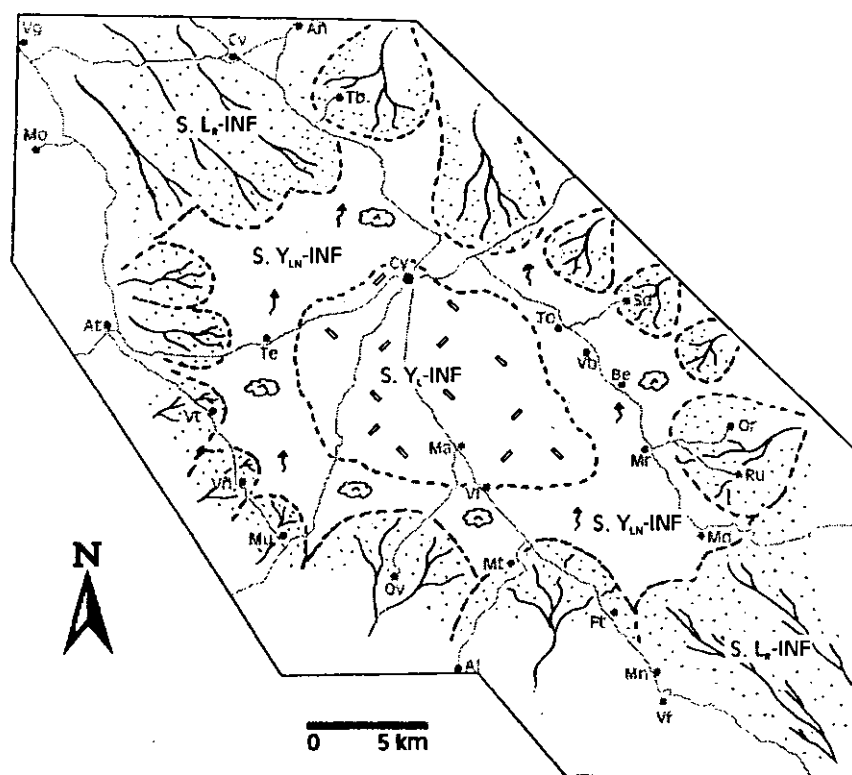


Fig. 9.1. Mapa paleogeográfico de la cuenca durante la deposición de los términos superiores de la Unidad Inferior. En este esquema, el sector marcado por S. L_G-INF representa la Subunidad de lutitas y limos rojos con nódulos de yeso junto con las facies medias y proximales de abanico aluvial. El sector marcado con S. Y_{LN}-INF se corresponde con la Subunidad de yesos laminado-nodulares y el S. Y_L-INF con las facies centrales del lago salino pertenecientes a la Subunidad de yesos laminados.

Para este período, los bordes de cuenca se encontraban más retraídos que su posición actual (Sierras de la Virgen, Vicort y Modorra en el sector oriental, y las de Pardos y Atea en el occidental) sin que se reconozcan las cuencas de recepción de los

sistemas de abanico ni gran parte de los valles de salida. En el margen occidental, la denominada *Semifosa tectónica de Munébrega* se ha generado sobre las facies proximales de abanico aluvial de la Unidad Inferior. En el margen oriental, es frecuente encontrar en la actualidad fallas normales que ponen en contacto brusco materiales del relleno neógeno de la cuenca con materiales paleozoicos, acusándose la ausencia de facies medias y proximales bien desarrolladas de abanico aluvial que relacionen gradualmente unos y otros materiales, encontrándose a retazos sobre el Paleozoico sin geometría definida.

La sedimentación de los tramos superiores de la Unidad Inferior responde al inicio de un cambio en la hidroquímica de las aguas de la cuenca, desde una sedimentación predominantemente halítica que transita hacia techo a una sedimentación que hemos interpretado como anhidrítica-glauberítica-halítica. Este tránsito está marcando una atenuación de las condiciones de aridez en la cuenca, y por tanto un clima menos árido, con mayores aportes de agua que dan lugar a una mayor dilución en la concentración salina.

3. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFÍA DE LA UNIDAD INTERMEDIA

El tránsito entre la Unidad Inferior e Unidad Intermedia constituye uno de los momentos más importantes en la evolución de la sedimentación en la cuenca, donde se constata el endulzamiento progresivo de las aguas de la cuenca, quedando reflejado en el régimen sedimentario de la Unidad Intermedia. Este cambio en el régimen sedimentario y en las condiciones climáticas ya se hace patente en las facies del techo de la Unidad Inferior en el centro de la cuenca que supone la transición desde litofacies de yeso postdeposicional (anhidrita-glauberita) de alta concentración a litofacies de yeso postdeposicional (anhidrita)/sindeposicional y/o carbonáticas representativas de un menor grado de salinidad. En la Unidad Intermedia, en sectores centrales, el cambio en las condiciones climáticas se refleja en una sedimentación evaporítica que comprende fundamentalmente facies de yeso sindeposicional en relación con carbonato magnésico (magnesita/dolomita), mientras que hacia los márgenes se desarrollan complejos sistemas deposicionales carbonáticos. Este cambio en la sedimentación se corresponde con el cambio climático detectado en el Mioceno Medio hacia un clima más frío y húmedo, que ha sido puesto de manifiesto en el sector de Villafeliche por Van der Meulen y Daams (1992) y posteriormente datado por Krijgsman *et al.* (1994).

Como se ha expresado en el capítulo 8, el desarrollo de un paleorrelieve a techo de los yesos de la Unidad Inferior, supone un cambio drástico de la paleogeografía de la cuenca con un reparto diferente en la distribución de los ámbitos lacustres, que contribuye a la complejidad de la arquitectura deposicional de la Unidad Intermedia. Si

bien, el paleorrelieve desarrollado sobre los yesos de la Unidad Inferior se encuentra sujeto a grandes irregularidades morfológicas, a nivel general puede interpretarse como ha sido la evolución de la karstificación de las evaporitas de la Unidad Inferior, y la fosilización del paleorrelieve generado.

GÉNESIS DINÁMICA DEL PALEORRELIEVE EN YESOS

En este apartado se presenta un concepto de génesis de paleorrelieve no estático en el que las geometrías de los cuerpos sedimentarios que vemos actualmente son el resultado de una génesis dinámica que varió con el tiempo, y afectó a la morfología de los depósitos yesíferos y carbonáticos suprayacentes; es decir, la morfología del paleorrelieve de los yesos al inicio de la Unidad Intermedia era muy diferente y menos acusada que la del paleorrelieve que fue finalmente fosilizado por los términos superiores carbonáticos (posteriormente diagenetizados) de la Unidad Intermedia. De hecho, durante el Aragoniense Medio, la karstificación afecta a los sectores marginales de la Unidad Inferior que fueron prontamente fosilizados, pero, aproximadamente durante el Aragoniense Superior-Vallesiense los rasgos kársticos que se conservan afectan preferentemente a las facies de Unidad Inferior de los sectores centrales de la cuenca. Por ello, pueden argumentarse dos planteamientos evolutivos sobre este paleorrelieve:

a) Una primera posibilidad se correspondería con un levantamiento diferencial de los márgenes de cuenca como impulsor de karstificación-disolución de facies yesíferas, como producto de la combinación entre una subsidencia diferencial activa y el cese de la sedimentación salina. En este sentido, Curial (1986) resaltó el papel conjunto de la sedimentación y tectónica en las disoluciones que afectan a la parte superior de los depósitos salinos del Paleógeno de Bresse (SE de Francia). En un contexto donde la subsidencia es siempre activa, la sedimentación ejerce un efecto protector de los depósitos salinos previamente depositados. Si la sedimentación evaporítica se interrumpe, no se compensa el efecto de la subsidencia, originándose una diferencia topográfica entre el centro de la cuenca y los bordes. Hacia los márgenes, los depósitos salinos están dispuestos en una posición topográficamente elevada haciéndose vulnerables a la disolución. En resumen, la combinación entre una subsidencia diferencial activa y la ausencia de sedimentación salina son los factores de control de la disolución. Por otra parte, las áreas marginales tendrían que quedar deprimidas en una etapa inmediatamente posterior, ya que es a inicios de la Unidad Intermedia cuando en las zonas marginales se instalan los nuevos depocentros sedimentarios de la cuenca.

b) Una segunda posibilidad sobre la distribución de depocentros y la génesis del paleorrelieve sobre facies yesíferas en el centro de la cuenca es la planteada en Hoyos *et al.* (1996), en la que se defiende un inicio temprano de un “domo” evaporítico, de superficie irregular, sin enterramiento previo en sectores centrales después de la sedimentación evaporítica de Unidad Inferior. El agente directo

causante de este levantamiento sería un proceso de hidratación de anhidrita en yeso con aumento de volumen, y el paso de glauberita a yeso con pérdida de volumen, inducidos ambos procesos por un cambio climático hacia condiciones más húmedas entre las Unidades Inferior e Intermedia.

En todo caso, es indudable que la formación dinámica y progresiva de paleorrelieves en la cuenca es un proceso que controla la deposición de unidades restantes, donde la subsidencia diferencial asociada a las zonas marginales constituye un proceso activador de los cambios de depocentros sedimentarios. Sin embargo, esta subsidencia diferencial, al menos en el sector SE de la cuenca, debió estar controlada por la actividad de fallas normales en régimen distensivo del Umbral de Daroca. La morfología de los cuerpos sedimentarios de Unidad Intermedia en el sector SE de la cuenca, así como su interpretación sedimentológica, son claros indicativos de una importante subsidencia. El funcionamiento de fallas normales en el margen oriental también puede ser causa importante del desarrollo de abanicos aluviales y sistemas palustres-lacustres confinados entre los mismos. El sector de Armantes posee el inconveniente de su “desconexión” con la parte Sur de la cuenca, aunque interpretamos un comportamiento similar al de la parte Sur-Oriental.

En la Cuenca de Calatayud, la combinación entre la actividad de los procesos de karstificación-disolución y un régimen tectónico distensivo, con lineaciones estructurales bien definidas que dan lugar a la subsidencia diferencial, son los mecanismos de control de la deposición durante gran parte del Mioceno. Dentro de esta conclusión, se plantea que todo substrato evaporítico sujeto en algún momento a procesos de alteración, es susceptible de inducir la génesis de depresiones topográficas por subsidencia; estos ámbitos controlan la posterior sedimentación, la subsidencia se acelera tanto por la carga de nuevos sedimentos como por nuevas disoluciones subsuperficiales via fracturas, alcanzándose altas tasas de sedimentación. Independientemente de que en otras áreas sea sólo la tectónica la que controle la subsidencia, en este contexto, la subsidencia por karstificación puede sumarse con el efecto de una subsidencia tectónica local. A partir de este momento, la subsidencia es activamente diferencial, y se compensa progresivamente la subsidencia extrema en algunas áreas con levantamientos diferenciales de otros sectores que pueden quedar en condiciones de exposición subaérea. Por ello, dentro de este modelo, la génesis de paleorrelieves siempre es dinámica, en el sentido en que el relieve cambia en cada momento con los cambios producidos en las áreas subsidentes.

3. 1. FASE INICIAL DE KARSTIFICACIÓN DE LAS EVAPORITAS DE UNIDAD INFERIOR

La sedimentación de la Unidad Intermedia sobre la superficie paleokárstica desarrollada sobre los yesos de la Unidad Inferior posee un carácter diacrónico según el sector de cuenca considerado. Mientras que el tránsito en la vertical entre la Unidad Inferior y Unidad Intermedia se refleja en un progresivo cambio litológico en aparente

continuidad sedimentaria (sin discontinuidades sedimentarias relevantes) en los sectores noroccidental (Sierra de Armantes) y suroriental (sector comprendido entre Morata-Mara y el límite Sur del área de estudio), en gran parte de los sectores centrales, y de los márgenes oriental y occidental, la Unidad Intermedia se deposita sobre el paleorrelieve desarrollado a techo de los yesos de la Unidad Inferior (Hoyos *et al.*, 1998), como se ha descrito en el capítulo anterior.

La irregularidad del paleorrelieve se refleja en una sucesión de áreas emergidas y deprimidas. En estas últimas continúa la sedimentación propia de la Unidad Inferior, como representan los últimos depósitos de la Unidad Inferior del centro de la cuenca, que evolucionan en la vertical desde materiales básicamente anhidríticos (glauberita subordinada) hacia facies de yeso primario en alternancia con anhidrita.

En las etapas iniciales de karstificación de las evaporitas de la Unidad Inferior (transición entre la Unidad Inferior e Intermedia) la configuración de la cuenca queda representada por extensos *mudflat* dolomíticos hacia el NO (Sierra de Armantes) que se relacionan lateralmente hacia el centro de cuenca con facies de yeso primario/anhidrita; en sentido SE, hacia el margen lacustre, la sedimentación queda dominada por facies yeso primario/magnesita, que más hacia el SE pasa a materiales formados por yeso primario/dolomita y nuevamente *mudflats* dolomíticos. Zonalmente, en estos *mudflat* se reconocen sistemas marginales lacustres-palustres que dan origen a las facies de yeso micro-mesocristalino bioturbado (Fig. 9.2).

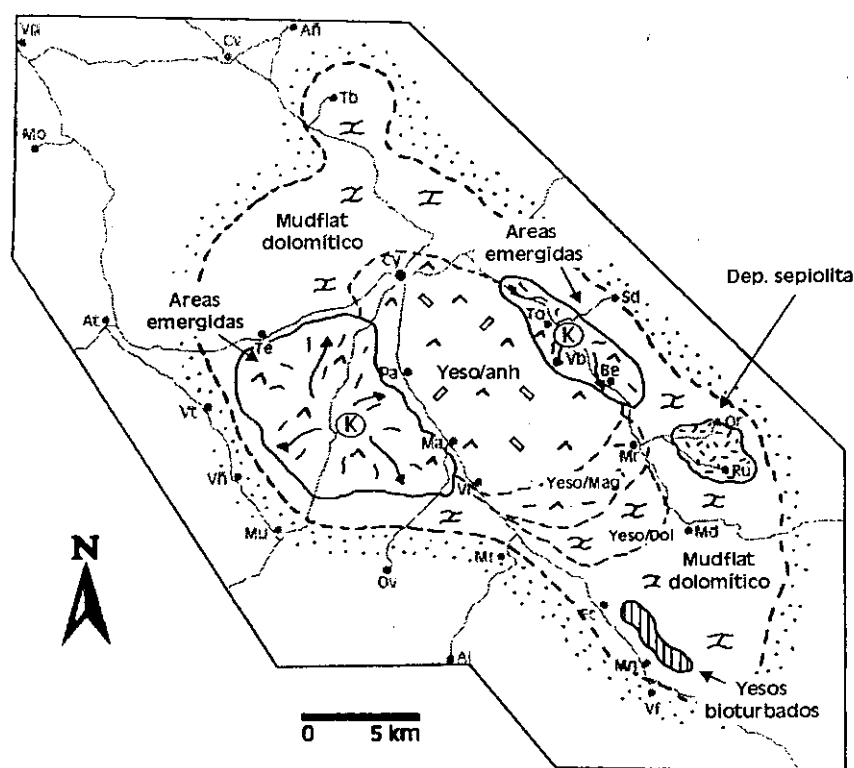


Fig. 9.2. Mapa paleogeográfico de la cuenca durante las fases iniciales de karstificación de las evaporitas de Unidad Inferior.

En este período, los antiguos márgenes occidental y oriental del lago salino de Unidad Inferior se encuentran parcialmente emergidos y se está produciendo la karstificación de las facies evaporíticas a favor de las zonas de mayor fracturación de la cuenca coincidiendo con las principales directrices tectónicas (Jiloca y Perejiles). De forma local, se produce la precipitación de sepiolita en ambientes palustres confinados entre abanicos aluviales (Orera-Ruesca) o en posición marginal en zona de *mudflat* dolomítico (Sierra de Armantes) (Fig. 9.2).

3. 2. FASE DE DESPLAZAMIENTO DE DEPOCENTROS EN LA CUENCA

Dentro de un contexto tectónico extensivo, se produce la formación de nuevos depocentros sedimentarios en el NO y SE de la cuenca, a la vez que se produce la karstificación de las últimas facies evaporíticas de la Unidad Inferior expuestas en el centro de la cuenca, que configuran un paleorrelieve en posición central de la cuenca. De forma paralela, las áreas de los márgenes occidental y oriental, coincidentes con las directrices tectónicas del Jiloca y Perejiles donde se han concentrado anteriormente los procesos de karstificación de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior, comienzan a funcionar como zonas diferencialmente subsidentes con una sedimentación de carbonatos magnésicos/yeso primario que se hace extensiva hacia los márgenes de cuenca y fosiliza la superficie paleokárstica.

En estos momentos, se produce una diferenciación más acusada de los depocentros de la cuenca (Fig. 9.3), llegándose a una desconexión parcial de los mismos. La sedimentación, al NO del paleorrelieve central en yesos (Sierra de Armantes) es de ámbito lacustre compuesta por *mudflats* dolomíticos (Subunidad DM_D-INT) que probablemente (hay falta de registro) pasan hacia sectores más centrales a facies alternantes de yeso primario/dolomita (Subunidad M_D-INT); el sector de Torralba de Ribota, asociado a todo el cinturón de facies dolomíticas de la Sierra de Armantes, funcionaría como un sistema deposicional palustre marginal con cierta independencia. El contexto sedimentológico de este sector es muy similar al de Orera, es decir, restringido en una zona de sombra entre abanicos aluviales.

Al SE del paleorrelieve central se establecen sistemas lacustres estables y someros con precipitación cíclica de carbonatos magnésicos/yeso primario (subunidades Y_{LM}-INT y M_D-INT) que más hacia el SE pasan a *mudflats* dolomíticos (Subunidad DM_D-INT), con un sistema lacustre marginal con depósitos de yeso micro-mesocrystalino bioturbado y soportes dolomíticos yesificados (Subunidad Y_{MB}-INT) en Fuentes-Montón. En algún momento, el descenso de la lámina de agua del lago salino podría traducirse en la práctica desecación del lago, como se ha reflejado en el registro sedimentario de la cuenca en la formación de niveles columnares de yeso y substratos carbonáticos afectados por procesos pedogenéticos. El sector de Orera-Ruesca se individualiza como un sistema palustre-lacustre estable entre abanicos aluviales (Subunidad LM_{DB}-INT) y

parcialmente conectado con los sistemas lacustres evaporítico-carbonatados del SE de la cuenca.

La sedimentación en la Unidad Intermedia es más expansiva hacia los márgenes de cuenca que en la Unidad Inferior, encontrándose los bordes de cuenca retraídos respecto de su posición actual.

Las aguas que llegan a la cuenca poseen una composición bicarbonatada-cálcica, y son las impulsoras de los procesos de calcitización, que en un primer momento, afectan a materiales laminados carbonático magnésicos/yesíferos que se encuentran fosilizando el paleorrelieve en los sectores marginales y áreas muy reducidas del centro de la cuenca, a favor de las zonas subsidentes de las directrices tectónicas del Jiloca y Perejiles. La calcitización se encuentra ligada a la existencia de materiales

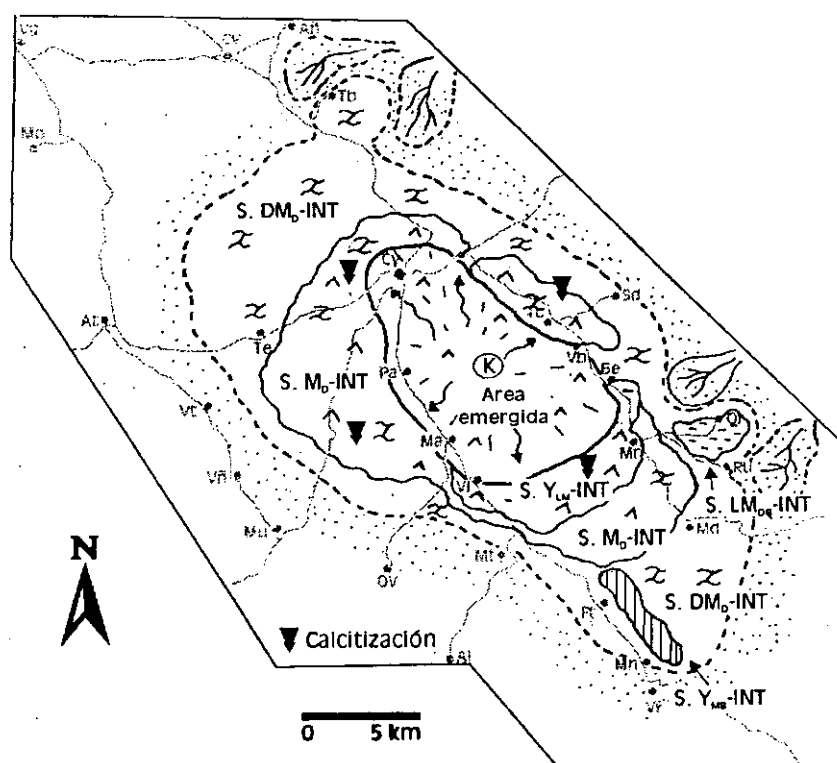


Fig. 9.3. Mapa paleogeográfico de la cuenca durante las fases de desplazamiento de depocentros de la Unidad Intermedia. El área punteada se corresponde con facies terrígenas marginales. El sector marcado con S. DM_D-INT representa el ámbito de la Subunidad de dolomías y margas dolomíticas; S. M_D-INT se corresponde con la Subunidad de margas dolomíticas con yeso laminado; S. Y_{MB}-INT es el ámbito de la Subunidad de yesos mesolenticulares bioturbados; S. Y_{LM}-INT es la Subunidad de yesos laminados con magnesita y S. LM_{DB}-INT es la Subunidad de lutitas y margas dolomíticas bioturbadas.

carbonatado-magnésicos/sulfatado-cálcicos (subunidades Y_{LM}-INT y M_D-INT). El reemplazamiento resultó de procesos diagenéticos tempranos que ocurrieron tanto en el contacto de depósitos sinsedimentarios con cuerpos de agua dulce suprayacentes, o bajo enterramiento muy somero cuando los fluidos meteóricos penetraron a través de los materiales evaporíticos (Sanz-Rubio et al., 1998). La red de fracturas se convertiría en la

vía principal para la penetración de aguas meteóricas, con una posterior circulación subsuperficial en sentido lateral a favor de los planos de estratificación de los materiales precursores laminados.

3. 3. FASE DE COLMATACIÓN DEL PALEORRELIEVE EN LA ZONA CENTRAL

Con anterioridad se ha visto que la cuenca se encuentra compartimentada por el desarrollo un paleorrelieve sobre el sector central de la cuenca con un desplazamiento hacia la periferia de los depocentros de diferentes sistemas deposicionales, donde la tasa de sedimentación supera a la de subsidencia.

Las siguientes etapas de sedimentación reflejan ambientes con menor salinidad, o lo que es lo mismo, registran un endulzamiento progresivo de las aguas en toda la cuenca. Con la sedimentación de los materiales que actualmente forman los tramos de techo de la Unidad Intermedia, se produce la colmatación del paleorrelieve yesífero central (Fig. 9.4). El ámbito lacustre se expande ampliamente por todo el centro de la cuenca acercándose a los bordes, mientras continúa todavía la sedimentación cada vez más carbonatada y menos evaporítica de los términos superiores de los materiales

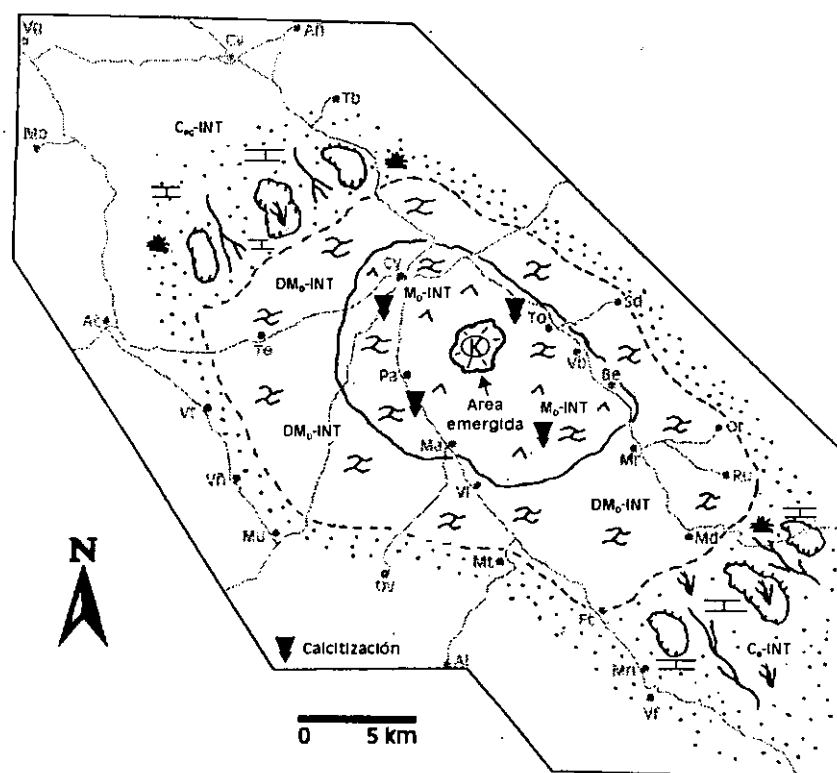


Fig. 9.4. Mapa paleogeográfico de la cuenca durante las últimas fases de colmatación del paleorrelieve yesífero en las zonas centrales. Las áreas punteadas se corresponden con facies terrígenas marginales con sistemas lacustres-palustres carbonáticos asociados a las facies distales marcadas por C_{PC} -INT y C_B -INT. Los sectores marcados por DM_D -INT y M_D -INT se corresponden con la subunidad de dolomías y margas dolomíticas, y la de margas dolomíticas con yeso laminado respectivamente.

carbonático-evaporíticos (actualmente carbonatos diagenéticos) en clara relación con los aportes cada vez más frecuentes y/o abundantes de aguas dulces que llegan a los sectores más centrales de la cuenca. Los sistemas deposicionales de cada uno de los subambientes correspondientes son lagos someros dolomíticos, ampliamente extendidos por la cuenca, a veces conectados entre sí, desde el sector de Armantes hasta la zona de Fuentes de Jiloca, y hacia sectores centrales se presentan todavía condiciones evaporíticas que generan precipitación de yeso.

La presencia de carbonatos palustres con gasterópodos es cada vez más importante en sectores marginales de la zona SE (Fuentes-Villafeliche) que son representativos de encharcamientos en zona de *mudflat* de aguas diluidas que llegan a la cuenca.

3. 4. SEDIMENTACIÓN EN LOS TÉRMINOS DE TECHO DE LA UNIDAD INTERMEDIA

En los sectores centrales de la cuenca, los procesos de calcitización continúan afectando a las facies dolomítico/yesíferas que fosilizan el paleorrelieve en zonas centrales. De la misma forma que en casos anteriores, la red de fracturación del substrato evaporítico sirve como vía de infiltración preferente, a favor de la cual continúan los procesos de disolución y karstificación de los yesos, adaptándose y deformándose los materiales diagenéticos suprayacentes a los colapsos que se producen.

En este momento (Fig. 9.5) se produce la reactivación de la falla del Jiloca y de las principales fallas transversales que afectan a la zona central de la cuenca, dando lugar a un desequilibrio interno que genera un cambio en la hidrología de la cuenca que condiciona de nuevo un cambio en la sedimentación a techo de la Unidad Intermedia. Por una parte la génesis de materiales carbonatados con rasgos paleokársticos relacionados con la posición del nivel freático hacia el SE de la cuenca, y por otra las reactivación de karstificaciones y colapsos de los yesos, citadas anteriormente, que van a actuar de depocentros para el establecimiento de sistemas palustres de aguas dulces o van a condicionar el curso de los primeros canales fluviales con oncoides/siliciclásticos, relacionados con la entrada de la red fluvial, condicionada por la directriz tectónica del Jiloca. Los términos superiores de la Unidad Intermedia reflejan una sedimentación típica de un ambiente palustre-lacustre, con mayores evidencias de exposición subaérea, donde las últimas facies de carácter evaporítico (yeso primario interlaminado con dolomías y yeso macrolenticular en encajante dolomítico de la Subunidad CB_{py}-INT) se van restringiendo a los sectores más centrales de la cuenca, a la vez que existe una progradación progresiva hacia el centro de la cuenca de sistemas palustres y lacustres de aguas dulces que se reflejan en calizas bioclásticas, con gasterópodos, bioturbadas y nodulosas (C_{PG}-INT, C_B-INT, y CB_{py}-INT), que culmina a techo de la unidad con el desarrollo generalizado por toda la cuenca de sistemas lacustres-palustres de aguas dulces con gasterópodos y fluviales con oncoides, en especial en sectores centrales afectados por subsidencia sinsedimentaria (Fig. 9.5).

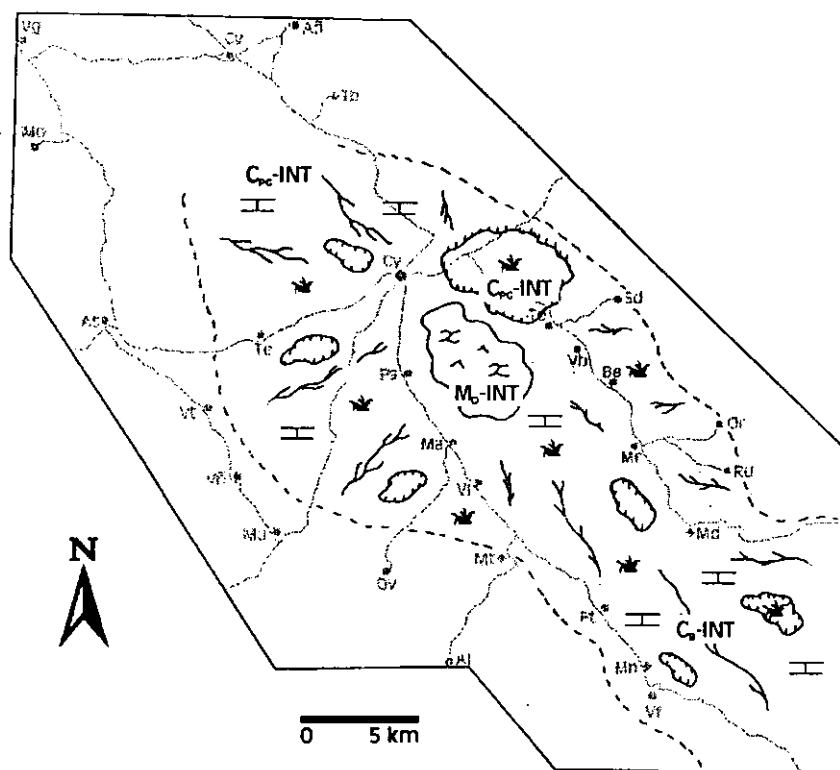


Fig. 9.5. Mapa paleogeográfico de la cuenca durante la deposición de los términos finales de la Unidad Intermedia (para la comprensión de la simbología, ver pie de la figura 9.5). Las líneas continuas definen el área con representación actual de los materiales citados.

4. EVOLUCIÓN DE LA SEDIMENTACIÓN Y PALEOGEOGRAFÍA DURANTE LA UNIDAD SUPERIOR

Estos depósitos marcan un cambio definitivo en la hidroquímica de las aguas, ya que a partir de este momento, todos los sedimentos de precipitación físico/química son litofacies deposicionales calcíticas. También, se registran importantes cambios en la paleogeografía de la cuenca, con un marcado cambio desde condiciones endorréicas que predominaron en la Unidad Inferior e Intermedia a condiciones exorréicas en la Unidad Superior. Se pueden diferenciar tres etapas sedimentarias de gran importancia en la evolución de la cuenca durante el Mioceno Superior - Plioceno (Vallesiense superior y el Rusciniense).

4. 1. SEDIMENTACIÓN EN LOS TÉRMINOS BASALES DE LA UNIDAD SUPERIOR

La ruptura sedimentaria entre la Unidad Intermedia y la Unidad Superior se refleja en la sedimentación de los términos basales de la Unidad Superior (Subunidad L_R-SUP), que suponen una progradación muy neta de los abanicos aluviales y entrada de canales fluviales hacia áreas centrales de la cuenca, erosionando y fosilizando la superficie estructural formada por los sedimentos lacustres carbonáticos del techo de Unidad Intermedia, que en sectores meridionales del Bloque Sur-Páramo se encuentra asociada a materiales carbonáticos con abundantes rasgos paleokársticos (Subunidad CB_{py}-INT). Esta entrada de material siliciclástico hacia el centro de la cuenca se produce a favor de la directriz estructural del Jiloca, por reactivación de la falla del mismo nombre.

Las facies de abanico aluvial características de este evento de progradación, así como el resto de las facies carbonáticas de Unidad Superior comprendían una mayor extensión de la que actualmente se refleja en la cuenca. El juego de los bloques tectónicos de la cuenca, la génesis de la superficie de erosión finipliocena y al encajamiento de la red fluvial actual, han eliminado casi por completo su registro de sectores no centrales de la cuenca, conservándose sólo en las potentes secuencias de abanico aluvial existentes tanto en el sector occidental (La Vilueña, Valtorres, Munébrega) como en el oriental (Sediles). Por otra parte (Meléndez et al., 1979) han encontrado retazos de materiales carbonatados en determinados sectores de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica que indican la expansividad de este episodio.

Como se ha indicado con anterioridad, esta entrada de material siliciclástico en el centro de la cuenca representa un cambio muy importante en la paleogeografía, ya que implica el paso desde unas condiciones de drenaje endorréicas (Unidad Inferior e Intermedia) a exorréicas (Unidad Superior). Dentro de la Subunidad L_R-SUP se produce el progresivo tránsito en la vertical desde facies de abanico aluvial distal a sistemas fluviales siliciclásticos-carbonáticos con desarrollo según el eje longitudinal de cuenca. A techo de la Subunidad L_R-SUP, muy cerca del contacto con la Subunidad T_A-SUP, se encuentran los mejores ejemplos de canales conglomerático-oncolíticos de carácter fluvial, donde se encuentran frecuentemente restos de macrovertebrados.

En general, la geometría de los depósitos indica una importante influencia de los sistemas de abanicos aluviales procedentes de los sectores meridionales de la cuenca, así como una subsidencia mayor para el sector SE, como producto de una elevación diferencial del Umbral de Daroca y de la actividad mayor de la falla del Jiloca y fracturas asociadas del sector Velilla de Jiloca- Calatayud .

Teniendo en cuenta que los depósitos de la Subunidad L_R-SUP no se han conservado en el Bloque Norte-Armantes (por no deposición o erosión), y que han sido casi totalmente eliminados por erosión de los bloques Sur-Oriental y Occidental, las potencias de afloramiento oscilan de forma gradual entre los 5 m (área de Villalba de

Perejiles) y los 65 m (área de Montón-Villafeliche) (ver isopacas en anexo), exceptuando el sector del Barranco de Cortasogas, donde existen secciones con anómalas potencias de 20-25 m para esta subunidad. Por ello, la reconstrucción paleogeográfica para este momento queda limitada a los sectores más centrales de la cuenca.

Los abanicos aluviales del SE de la cuenca alimentarían preferentemente las facies de la Subunidad L_R-SUP, con una influencia local de los abanicos aluviales del margen oriental de la cuenca (Barranco de Cortasogas). En las áreas más distales se organizarían canales fluviales de escasa entidad, mientras que la posterior evolución en la vertical daría lugar a sistemas fluviales cada vez mejor desarrollados según el eje longitudinal de la cuenca.

Como se ha comentado con anterioridad, la directriz estructural del Jiloca es la responsable de la llegada de canales fluviales al centro de la cuenca, pero debió ser la fractura del Jalón la que condujo las aguas al exterior de la cuenca, por la zona del actual Puerto de Cervera, como proponen Gutiérrez-Santolalla *et al.* (1996) para una etapa posterior cuaternaria, con lo cual el paleo-Jalón comenzaría su historia mucho antes. En esta zona, a la altura de Aluenda, se ha localizado un paleocanal fluvial de dimensiones considerables que queda desconectado totalmente de la red fluvial actual. Por otra parte, la inexistencia de sedimentos, no sólo fluviales, sino también carbonatados de la Unidad Superior en el bloque de Armantes puede ser indicativo del inicio del levantamiento de éste a favor de la citada fractura del Jalón desviando así las aguas hacia el Este, y cuyas repercusiones se dejarían notar más tarde en la abundancia de sedimentos oncolíticos en la subunidad siguiente, por digestión de los carbonatos de la Unidad Intermedia. Sin embargo, la falta de registro imposibilita averiguar con certeza las posibles vías de desagüe lateral de la cuenca aunque parece que lo indicado es lo más probable "por defecto", ya que no existen otras posibles soluciones viables.

Durante esta etapa, los carbonatos del techo de la Unidad Intermedia de la zona de Velilla de Jiloca-Fuentes-Mara debieron encontrarse ligeramente elevados respecto al nivel freático, es decir, respecto a los canales fluviales próximos, lo que permitió su karstificación.

4. 2. SEDIMENTACIÓN EN LOS TÉRMINOS FLUVIOLACUSTRES CARBONATADOS DE LA UNIDAD SUPERIOR

Los términos del techo de la Subunidad L_R-SUP se caracterizan por un desarrollo de canales fluviales con oncoides, que frecuentemente evolucionan hacia carbonatos nodulosos con gran extensión en la cuenca, indicando un período en que las condiciones de ámbito palustre estaban generalizadas por toda la cuenca, previamente al comienzo de una sedimentación fundamentalmente carbonatada en la Subunidad (T_A-SUP). El paso desde una sedimentación de dominio siliciclástico a una de dominio carbonático, se produce por la atenuación de la inestabilidad tectónica iniciada durante el tránsito

Unidad Intermedia-Superior, que se traduce en una colmatación casi total de los desniveles creados por la actividad tectónica anterior, que da lugar a una menor llegada de siliciclásticos al centro de la cuenca, siendo mayor la influencia lateral de los aportes que la longitudinal. A su vez, la salida de agua y sedimentos de la cuenca se reduce considerablemente, aunque no se interrumpió.

Durante el período de deposición de la Subunidad T_A-SUP, la sedimentación tiene un carácter carbonático-fluviolacustre en los sectores centrales de la cuenca, ocupando un área longitudinal y extensa desde la altura de Paracuellos de Jiloca hasta mas allá de Villafeliche por Langa del Castillo, ya fuera del área de estudio. Estos materiales carbonatados fluviolacustres presentan un abundante desarrollo de canales fluviales de diversa entidad, con edificios tobáceos autóctonos y facies de removilización tobácea dentro de un modelo sedimentario mixto tipo *braided* y cascada.

En los afloramientos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica señalados por Meléndez et al., (1979) se pudieron localizar facies fluviolacustres carbonáticas que sedimentológicamente son muy similares a las descritas en la Subunidad T_A-SUP. Por esta razón, aunque existe una ausencia de registro en diferentes sectores de la cuenca, la extensión real de los materiales carbonáticos fluviolacustres pudo ser mucho mayor que lo que nos hace suponer su configuración actual, con una posible comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán. De esta forma, se pueden proponer dos modelos de distribución de las facies de esta subunidad:

a) Comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán. Este modelo supone el establecimiento de un fase de gran estabilidad tectónica que permitiría la formación de extensos sistemas fluviolacustres carbonáticos comunes a las dos cuencas, que funcionarían con una débil pendiente deposicional, y con una red de drenaje jerarquizada y emisora por el Este, tal como se ha indicado en apartados anteriores.

b) Sin comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán. En este caso, los depósitos de Meléndez et al. (1979) y los presentes en la Cuenca de Calatayud formarían parte de sistemas deposicionales diferentes, separados por los relieves de la Cordillera Ibérica, aunque existiría una convergencia clara de facies, como también se ha observado en relación con otras cuencas terciarias ibéricas. La escasez de facies carbonatadas de esta etapa al Oeste del Río Jiloca hace presumir como más acertada esta segunda posibilidad.

Como se ha resaltado en diferentes ocasiones, los procesos de subsidencia sinsedimentaria afectan de forma especial a la Unidad Superior; constituyéndose en los causantes de importantes diferencias topográficas que condicionan las direcciones de flujo en los sistemas fluviales canalizados de la Subunidad T_A-SUP. De este modo, ciertas depresiones podrían actuar como “desagües” de los grandes sistemas canalizados tobáceos, favoreciendo el desarrollo de lagunas y canales tobáceos y tobas en cascada.

Posteriormente, este fenómeno de subsidencia “cuasi” continuada durante la sedimentación de la C_L -SUP, es el factor que da lugar a la anómala existencia de grandes potencias de depósitos carbonáticos de la Unidad Superior (Subunidad T_A -SUP+ C_L -SUP) a favor de estas zonas de hundimiento y colapso (ver isopacas en anexo) en los citados sectores centrales de la cuenca. Se han contabilizado tres grandes depocentros (sector de Maluenda, sector de Velilla de Jiloca, y sector de Belmonte de Gracián), en los que se ha observado lo siguiente (ver capítulo 8):

- Hundimiento sinsedimentario marcado por una mayor potencia de los diferentes cuerpos carbonatados en los depocentros, tanto en la Subunidad T_A -SUP como en la C_L -SUP.
- Generación de cuerpos carbonatados brechoideos intercalados en los carbonatos lacustres de la Subunidad T_A -SUP indicativos de colapsos violentos intraformacionales.

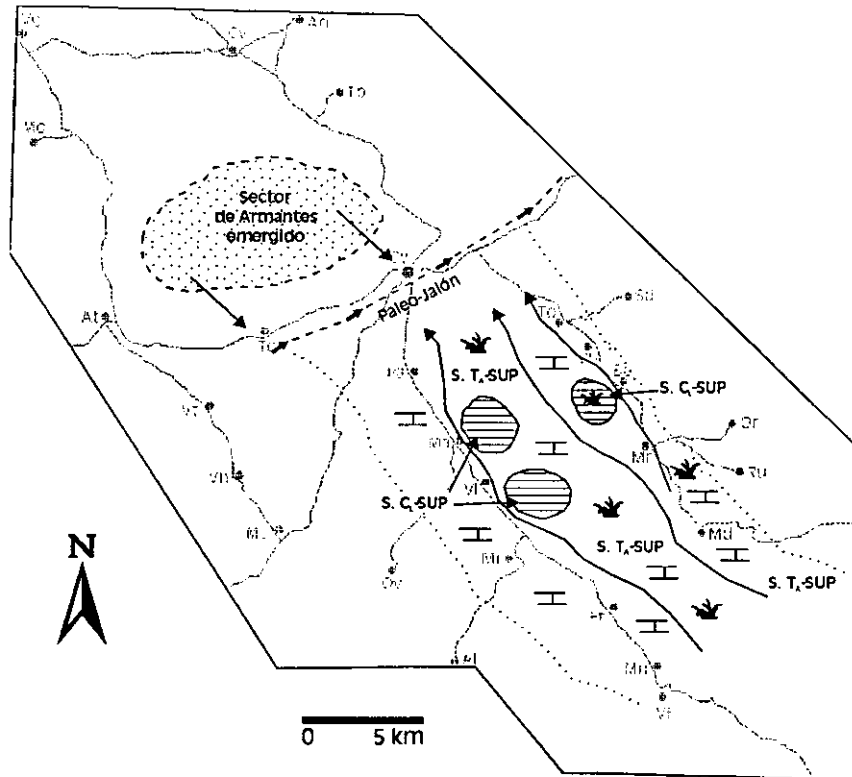


Fig. 9.6. Mapa paleogeográfico de la cuenca durante la deposición de los términos con sedimentación fluviolacustre carbonatada de la Unidad Superior. El sector marcado por $S. C_L$ -SUP corresponde a la Subunidad de calizas laminadas de caráceas y gasterópodos, mientras que $S. T_A$ -SUP es el ámbito de la Subunidad de tobas autóctonas y depósitos de removilización tobácea.

Aunque las direcciones de flujo de los grandes canales coinciden con el eje longitudinal de la cuenca, el sentido de flujo queda condicionado tanto por la morfología de las depresiones subsidentes en los sectores centrales de la cuenca, como por el levantamiento del Bloque Norte-Armantes que daría lugar a la autodigestión de

materiales carbonáticos de la Unidad Intermedia, sirviendo de área fuente a los sistemas carbonatados de la Unidad Superior. Así, el flujo tendría un sentido SE desde el sector de Armantes, pero un sentido NO desde el Sur, convergiendo en las zonas centrales de la cuenca (Fig. 9.6).

Los materiales del final de la sedimentación de esta subunidad constituyeron una superficie estructural dentro de la cuenca en el Turoliense superior, que enlazaría con otras superficies erosivas en los bordes de cuenca representando la Penillanura Fundamental de la Meseta (Solé Sabaris y Llopis, 1952), que por otra parte, nunca fue lo suficientemente erosiva en los bordes como para dar como resultado una penillanura. Posteriormente, esta “penillanura” ha sido denominada Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (SEFCI) por Peña *et al.* (1984), o superficie S_2 por Gracia *et al.* (1988), pero nunca fue erosiva en el interior de la cuenca sino estructural, por lo que tampoco puede definirse como Superficie de erosión “fini - pliocena” siguiendo a Gutiérrez-Santolalla (1994b). A partir de esta superficie de colmatación o estructural, la sedimentación neógena es más restringida dentro de la cuenca en el ámbito de estudio de esta tesis, reduciéndose a los carbonatos de la subunidad C_L -SUP.

No hay criterios para afirmar la continuidad de la apertura de la cuenca en este momento, pero el sistema lacustre instalado tiende a indicar que la cuenca volvió a condiciones “cuasi” endorréicas, con un drenaje somero. En el bloque de Armantes no hay vestigios sedimentarios de esta etapa.

4. 3. SEDIMENTACIÓN EN LOS TÉRMINOS FINALES DE LA UNIDAD SUPERIOR

En un estadio evolutivo más avanzado de la cuenca, durante el Rusciniense, una serie de transformaciones motivadas por una fase tectónica distensiva, asimilable a la fase Iberomanchega de Aguirre *et al.* (1976), van a cambiar la fisiografía de la cuenca. Se reactivan las fallas fundamentales que afectan al interior de la cuenca, dando lugar a una compartimentación en bloques de los depósitos neógenos, según las directrices de las fallas NO-SE y sus conjugadas NE- SO, a las que se adaptarán y encajarán después los cursos principales de la red fluvial (Hoyos *et al.* 1979). Las directrices principales de fracturación son las siguientes en una dirección NO-SE: falla del Jiloca, falla del Perejiles - Ribota, y falla del Manubles - Barranco de la Vilueña. El funcionamiento de este sistema de fracturas da lugar a la compartimentación en bloques de la cuenca, basculamiento de los mismos y al inicio del encajamiento de la red fluvial actual. De forma resumida las etapas fundamentales que se pueden distinguir son:

- a) El bloque que hoy constituye la Sierra de Armantes, ya levantado antes, bascula hacia el NE, quedando limitado al Sur por la falla del Jalón, al Este por la fractura del Perejiles - Ribota, y al Oeste por la del Manubles.

b) Entre las fracturas del Jiloca y el Perejiles, se forma un gran bloque limitado al Norte por la falla del Jalón y al Sur por el sistema de fallas SO - NE del sector de Villafeliche. Es en este gran bloque en donde se conservan mejor los rasgos evolutivos de la cuenca producidos durante el final del Neógeno e inicios del Cuaternario, como se verá a continuación.

c) Un tercer bloque de depósitos neógenos fue el generado por la falla del Manubles - Barranco de la Vilueña, seccionado en su mitad por la falla del Jalón. El grado de erosión que presenta no permite reconocer en él las etapas evolutivas observadas en el anterior. Sólo puede decirse que dicho bloque se hundió respecto al anterior, basculando hacia el Jalón y hacia el Jiloca.

d) Finalmente, la denominada Semifosa de Munébrega (Gutiérrez-Santolalla, 1994b) debió comenzar a generarse antes de que la erosión remontante del Jalón alcanzase el sector de Ateca, drenando por el Barranco de La Vilueña hacia este río.

El gran bloque central del apartado b) se flexiona y fractura a su vez dando lugar a lo siguiente:

Entre Villafeliche - Sur de Miedes, se sitúa un eje de flexión, de tal forma que la superficie estructural inicial en este bloque se deforma, con un tramo basculado ligeramente hacia el Jalón (S_A) y otro con mayor inclinación hacia Langa del Castillo - Torralbilla (S_B).

En el primer tramo (S_A) el sistema de fallas del sector de Paracuellos - Velilla se reactiva y las anteriores zonas subsidentes, y el sistema deposicional tobáceo anterior son sustituidos por sistemas lacustres someros representados por la Subunidad C_L -SUP, que se localiza en las zonas de subsidencia de las depresiones centrales ya citadas de Paracuellos - Velilla - Torres - Belmonte. El sistema lacustre correspondiente a la Subunidad C_L -SUP significa, por tanto, la última etapa de sedimentación neógena en la Cuenca de Calatayud (s.s.). Las aguas drenan hacia el incipiente sistema fluvial del Río Jalón, y posiblemente el Río Jiloca lo hiciera hacia este río alimentando y atravesando las zonas lacustres citadas, ya que el Perejiles todavía no se había encajado o su cabecera no llegaba a Miedes. En este momento la incipiente red fluvial del Jalón debía drenar la cuenca por donde propone Gutiérrez-Santaolalla (1994b), es decir a través del puerto de Cervero.

Al final del basculamiento y relleno de las depresiones centrales por la Subunidad C_L -SUP, continúa la erosión formándose una nueva "superficie de erosión parcial" asimilable en edad a la superficie finipliocena de Gutiérrez-Santaolalla (1994b), aunque no en extensión, puesto que no es generalizada en toda la cuenca y sus bordes. Esta nueva superficie tendente hacia el Jalón y de carácter erosivo elimina gran parte de los depósitos carbonatados de la Subunidad C_L -SUP, conservándose sólo parte de aquellos

que se encontraban en el interior de las depresiones. La presencia de facies de la Subunidad C_L-SUP con potencias superiores a los 60 m, constituye un rasgo único y característico de las depresiones subsidentes de la Cuenca de Calatayud, que no tiene registro similar en puntos del SE del área de estudio.

El segundo tramo (S_B) basculó en sentido SE y SSE, creándose una depresión entre esta zona y el borde paleozoico del área de Daroca, con depocentro en las últimas localidades mencionadas. En esta pequeña cuenca, durante el Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior, se deposita discordante sobre los restos erosionados de la Subunidad T_A-SUP un conjunto detrítico compuesto de limolitas rojas y conglomerados oncolíticos primero y siliciclásticos después (60-80 m), seguido de un tramo carbonático (5-7 m) que se compone de calizas palustres-lacustres (IGME, 1983). Los carbonatos de la parte emergida de la Subunidad T_A-SUP debieron ser el área fuente principal de los conglomerados oncolíticos basales y de los carbonatos del techo, mientras que de los siliciclásticos lo fue el borde paleozoico del Este y de la zona de Daroca. La erosión de estos depósitos carbonáticos de la Subunidad T_A-SUP en esta zona dió lugar también a la formación de una superficie erosiva parcial y tendente hacia la zona de Langa del Castillo de la misma edad que la generada sobre el tramo (S_A).

Posteriormente, una nueva etapa de actividad tectónica da lugar a que el tramo de superficie S_A, se fracture en dos partes principales y la red incipiente del Jalón capture al Jiloca, instalados ambos sobre sus valles actuales, quedando la disposición final de los restos de la superficie S_A de forma similar a la observable hoy. Entre el Río Jalón y la transversal Paracuellos - Torres, los restos de la superficie se encuentran basculados hacia el NO, con la superficie situada a cotas entre 800 m en La Atalaya y 680 m - 700 m al inicio de los barrancos de Valdehurón y Cortasogas. Un segundo tramo de la superficie del bloque se encuentra más alta y también basculada hacia el NO, separado del anterior por las fallas SO - NE y E-O en la zona de la transversal entre Maluenda - Velilla de Jiloca y Belmonte de Gracián, cuyas cotas inferiores son del orden de 860 m en El Campo, 870 m en La Torrecilla y 880 en La Torreta, subiendo hacia la zona situada al Norte y Este de Villafeliche hasta cotas de 960 m, a la vez que está basculado también ligeramente hacia el NE, con cotas en el escarpe del Valle del Río Perejiles de 940 - 950 m. Es también durante esta etapa cuando el Río Jalón, ya más encajado, comienza a salir de la cuenca por su cauce actual, dando lugar a la generación sucesiva del sistema de glaciares y terrazas cuaternarias (Hoyos *et al.* 1979). A su vez, el abanico de Codos, uno de los importantes abanicos aluviales durante el Neógeno, con la cabecera en el interior de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, cambia el sentido de su curso y se genera el Río Grio, cuya cabecera se alimenta ahora de los sedimentos del antiguo abanico.

Se ha visto que los procesos de subsidencia y colapso en las grandes estructuras kársticas, asociadas a la zona de mayor fracturación, se produjeron ya en diferentes etapas neógenas anteriores a los procesos erosivos de la formación de las superficies citadas, si bien, en algunos casos, la continuidad de la subsidencia y las mayores deformaciones de los depósitos neógenos interiores se produjeron por disoluciones

freáticas asociadas al encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario y perduran hasta la actualidad.

Finalmente hay que resaltar que los depósitos carbonatados de la Unidad Superior son indicativos de medios deposicionales característicos de un clima húmedo. Los sistemas tobáceos de la Subunidad T_A-SUP son característicos de cursos fluviales de funcionamiento continuo, mientras que los sistemas lacustres de la Subunidad C_L-SUP reflejan masas de agua someras pero estables cuyas profundidades estuvieron controladas por la subsidencia en la zona de las depresiones. El contenido paleontológico asociado (Sanz-Rubio et al., 1995) concuerda con un ambiente deposicional típico de clima húmedo.

5. INFLUENCIA CLIMÁTICA Y/O TECTÓNICA EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL NEÓGENO DE LA CUENCA DE CALATAYUD

Los factores climáticos y/o tectónicos constituyen las causas principales de la evolución de la sedimentación neógena de la Cuenca de Calatayud. Hoyos *et al.* (1998) realizaron una evaluación de la influencia de estos factores en la génesis de las rupturas sedimentarias de la cuenca, donde se puso de manifiesto una importante componente de tipo climático en la génesis de la ruptura sedimentaria entre la Unidad Inferior y Unidad Intermedia, mientras que la componente tectónica dominó la formación de la ruptura sedimentaria entre la Unidad Intermedia y Unidad Superior.

En la Unidad Inferior, se reconoce en el centro de la cuenca, aunque sea sólo por sondeos, una marcada tendencia evolutiva de la sedimentación, desde depósitos de carácter halítico - anhidríticos en sus términos basales hacia anhidrítico-yesíferos en los términos de techo, que podrían responder a un cambio progresivo en las condiciones climáticas, con disminución de la aridez y endulzamiento progresivo de las aguas de la cuenca. Es decir, los factores climáticos influyen en la hidroquímica de las aguas que llegan a la cuenca, cada vez más abundantes, y por tanto, de salinidad más diluida. Los carbonatos diagenéticos de la Unidad Intermedia son el resultado de la influencia de aguas bicarbonatado-cálcicas que penetran en la cuenca; el reemplazamiento de facies evaporítico-carbonatadas de Unidad Intermedia ocurre en fases diagenéticas tempranas, tanto en el contacto de depósitos sinsedimentarios con masas de aguas relativamente dulces, como en una fase de enterramiento somero, en relación con una penetración de fluidos meteóricos capaces de producir la calcitización de facies evaporítico-carbonatadas. Del mismo modo, estas aguas de composición meteórica pueden favorecer la disolución-karstificación del substrato yesífero de Unidad Inferior. La karstificación se traduce en génesis de colapsos con subsidencia sinsedimentaria, con acomodación de los carbonatos diagenéticos suprayacentes a la discontinuidad.

Aunque la diferenciación entre Unidad Inferior y Unidad Intermedia ha sido realizada en función de una importante discontinuidad con una evidente relación con el progresivo cambio climático señalado, es necesario resaltar que también la tectónica ha jugado un papel importante favoreciendo y conduciendo los procesos de karstificación, así como la subsidencia diferencial en las zonas marginales de la cuenca, siendo progresivamente más activos hacia techo de la Unidad Intermedia. En este caso puede decirse que los factores de tipo climático son los desencadenantes de la ruptura y los factores tectónicos se unen a éstos en la modificación de la arquitectura deposicional de la cuenca.

En otras palabras, los factores climáticos controlan directamente el tipo de sedimentación e influyen en la diagénesis, mientras que la tectónica controla los ámbitos donde éstos se producen. Como se ha indicado previamente, en los sectores Nor-occidental y Sur-oriental de cuenca, el registro sedimentario representa un marcado cambio litológico sin discontinuidades sedimentarias relevantes en la vertical, desde facies evaporíticas de moderada-alta concentración hacia sucesiones de afinidad evaporítica enriquecidas en carbonatos magnésicos, que son características de aguas menos concentradas.

Estas tendencias evolutivas con cambios litológicos en función de una sedimentación que progresivamente representa aguas más dulces, se van a mantener durante parte del Mioceno, hasta alcanzar condiciones lacustres de agua dulce. En la Cuenca de Madrid y del Ebro, se han reconocido cambios litológicos similares entre potentes sucesiones evaporíticas y secuencias dominadas por depósitos aluviales, carbonáticos y yesíferos (Calvo *et al.*, 1993).

La menor salinidad progresiva señalada en la hidroquímica de la cuenca se traduce, por tanto, y se interpreta como un cambio climático cuando se produce cambio litológico de los yesos de la Unidad Inferior a los materiales carbonático-evaporíticos de la Unidad Intermedia por lo que en el Mioceno Medio el clima pasa a condiciones más húmedas. En la Cuenca de Calatayud, Van der Meulen y Daams (1992) han puesto de manifiesto este cambio hacia un clima más frío y húmedo en función del estudio evolutivo de faunas de micromamíferos en el vecino sector de Villafeliche, y que, posteriormente ha sido datado en 14.1 Ma por Krijgsman *et al.* (1994) mediante la realización de una magnetoestratigrafía de secciones estratigráficas ricas en yacimientos paleontológicos en el sector Norte de la Sierra de Armantes y Villafeliche.

Sin embargo, la influencia tectónica también es importante en el control de la sedimentación, aunque puede ser considerada como un factor sobreimpuesto a la propia tendencia evolutiva marcada por el cambio climático progresivo. Su influencia parece evidente a techo de los materiales de Unidad Inferior, cuando se registra un importante evento de progradación de abanicos aluviales hacia el centro de la cuenca. Durante los períodos iniciales de deposición de Unidad Intermedia, los abanicos aluviales retrogradan, a la vez que son menos energéticos, permitiendo una amplia expansión

lacustre de materiales mixtos carbonático-evaporíticos característicos de aguas más diluidas mientras que en el período correspondiente a Unidad Intermedia, se desarrollan extensos *mudflat* carbonáticos y la paleogeografía de los sistemas deposicionales de la cuenca varía notablemente.

La formación de la superficie paleokárstica sobre materiales de la Unidad Inferior se encuentra relacionado de forma directa con factores de tipo climático y tectónico en sus etapas iniciales, provocando el levantamiento y exposición de diferentes sectores hacia los márgenes de cuenca, que provoca la erosión y disolución de facies evaporíticas. Mientras que la evolución del paleorrelieve generado sobre los yesos de Unidad Inferior obedece a un modelo de génesis dinámica, como el expresado en apartados anteriores. Indudablemente, a partir de este momento, tanto los factores de tipo climático como los tectónicos juegan un importante papel en la evolución de la sedimentación. Los factores tectónicos pueden quedar representados en los cambios en los depocentros de la cuenca, que se traduce en áreas subsidentes en el sector NO y SE, así como en los sectores marginales de la cuenca.

Por otra parte, en la génesis de la discontinuidad sedimentaria entre la Unidad Intermedia y la Unidad Superior, los cambios en la paleogeografía y en el sistema de drenaje de la cuenca se relacionan con importantes eventos tectónicos. El paso desde unas condiciones de drenaje endorréico a exorréico se adquiere en la base de la Unidad Superior, en relación con el desarrollo de un sistema fluvial de componente SE-NO, a favor de la falla del Jiloca, que probablemente drenaba hacia la ubicación de un Paleo-Jalón. Los depósitos calcáreos tobáceos de la Unidad Superior disponen de la misma forma un modelo de sedimentación mixto tipo *braided-cascade* dominado por las mismas direcciones de flujo, que se alimentan a partir de áreas fuente internas.

Esta ruptura sedimentaria parece ser generalizada en la mayoría de las cuencas terciarias más importantes de la Península Ibérica (Ebro, Duero, y Madrid), que refleja un cambio mayor en los esfuerzos tectónicos distensivos que afectan durante este período a la microplaca ibérica.

Del mismo modo que lo indicado por Cañaveras (1994) en referencia a la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid, a escala regional, la tectónica constituye el principal factor alocíclico de control sobre la exposición del techo de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Calatayud en su sector SE.

Es decir, la influencia de la tectónica en la ruptura entre las unidades Intermedia y superior, así como en los cambios sedimentarios y morfoestructurales del interior de la cuenca, es ahora de mayor importancia que la del clima, y lo seguirá siendo hasta el final del Neógeno.

CAPÍTULO 10

RESUMEN Y CONCLUSIONES. ANÁLISIS DE LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES CARBONÁTICOS Y EVAPORÍTICOS DEL NEÓGENO DE LA CUENCA DE CALATAYUD.

1. RESUMEN

1. 1. ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO DE LA CUENCA

1. 1. 1. UNIDADES SEDIMENTARIAS MAYORES

En el relleno neógeno de la Cuenca de Calatayud se reconocen tres unidades sedimentarias mayores denominadas Unidad Inferior, Intermedia y Superior; la sedimentación en las unidades Inferior e Intermedia posee un patrón deposicional centrípeto, donde depósitos clásticos groseros hacia los bordes de cuenca pasan progresivamente hacia áreas centrales a sedimentos de naturaleza evaporítica y carbonática. Estas dos unidades quedan fundamentalmente caracterizadas por su naturaleza evaporítica dentro de un modelo deposicional de cuenca endorreica, mientras que la Unidad Superior posee naturaleza terrígeno-carbonática, y presenta evidencias de un marcado cambio en el sistema de drenaje de la cuenca, pasando a comportarse como un sistema exorréico.

La Unidad Inferior, con una potencia de afloramiento comprendida entre 100-150 m, consta fundamentalmente en superficie de facies de yeso secundario laminado y nodular que proceden en gran parte de la transformación de facies anhidríticas y glauberíticas. Las facies evaporíticas poseen una disposición central en la cuenca, mientras que hacia sectores marginales, en cambio de facies, se reconocen facies terrígenas, con gran extensión de los términos lutítico-limoso rojos de *mudflat* con nódulos de yeso. En los sectores centrales existen facies halítico-anhidríticas en profundidad, tal como se desprende de la información proporcionada por la realización de dos sondeos profundos en el sector de Paracuellos de Jiloca (Marín, 1932) donde se citan potencias de halita-anhidrita de varios cientos de metros; por otra parte, en sondeos realizados por MYTA en el sector Sur de la Sierra de Armantes, se ha detectado también la presencia subsuperficial de facies anhidríticas, glauberíticas y thenardíticas.

La Unidad Intermedia, se encuentra básicamente representada en sectores centrales-meridionales de la cuenca por facies de yeso laminado primario en alternancia con carbonatos magnésicos (magnesita y dolomita), presentando potencias de afloramiento cercanas a los 120 m, donde se reconoce una evolución vertical general de la sedimentación hacia materiales característicos de un progresivo endulzamiento de las aguas de la cuenca. Hacia sectores de mayor marginalidad en la cuenca, se pasa fundamentalmente a materiales de naturaleza dolomítica, margo-dolomítica, y caliza, que acumulan aún mayores potencias, quedando en ocasiones como sistemas deposicionales confinados entre abanicos aluviales. Las menores potencias de la Unidad Intermedia se presentan en los sectores más centrales de la cuenca con potencias inferiores a los 30 m. Uno de los rasgos principales de esta unidad es la existencia de cuerpos de carbonatos diagenéticos que pueden alcanzar cerca de los 55-60 m de potencia.

La Unidad Superior está compuesta por facies terrígeno-carbonáticas y aflora en el interfluvio de los ríos Jiloca y Perejiles. Se diferencian tres tramos dentro de esta unidad; un tramo basal integrado por facies terrígenas aluviales-fluviales, un tramo intermedio formado por facies carbonáticas tobáceas y un tramo superior compuesto de facies carbonáticas laminadas lacustres. El tramo basal presenta potencias de afloramiento que oscilan entre los 5 y los 65 m, mientras que los tramos carbonáticos intermedio y superior oscilan entre los 20 y 80 m.

1. 1. 2. RUPTURAS SEDIMENTARIAS

Se han reconocido dos rupturas sedimentarias principales en las tres unidades sedimentarias mayores de la cuenca con los siguientes rasgos:

Ruptura sedimentaria entre la Unidad Inferior y Unidad Intermedia

a) Reconocimiento de un relieve paleokárstico desarrollado sobre materiales evaporíticos de la Unidad Inferior, de forma que, la deposición de Unidad Intermedia sobre la superficie posee un carácter diacrónico en diferentes sectores de la cuenca, produciéndose con anterioridad hacia los márgenes occidental y oriental de la cuenca que en las zonas centrales de la misma. Existencia de cuerpos de carbonatos diagenéticos sobre la superficie de paleokarstificación.

b) Transición litológica y relaciones geométricas entre diferentes litologías en los extremos NO y SE de la cuenca. Básicamente, se reconoce hacia el techo de la Unidad Inferior de una progradación de facies aluviales hacia el centro de la cuenca, y una expansividad relativa de los materiales de Unidad Intermedia.

Ruptura sedimentaria entre la Unidad Intermedia y Unidad Superior

a) Progradación neta de depósitos aluviales-fluviales, correspondientes a la base de la Unidad Superior, que fosilizan una superficie erosiva desarrollada sobre sedimentos palustres carbonáticos del techo de Unidad Intermedia.

b) Sobreimposición de rasgos paleokársticos sobre carbonatos diagenéticos del sector meridional del Bloque Sur-Páramo, que reflejan un episodio evolutivo de exposición subaérea. Los carbonatos diagenéticos quedan inmediatamente debajo de la discontinuidad entre la Unidad Intermedia y Superior.

1. 2. ANÁLISIS DE LAS LITOFACIES YESÍFERAS

En la Cuenca de Calatayud se han reconocido dos tipos fundamentales de litofacies yesíferas:

1. 2. 1. LITOFACIES YESÍFERAS SINDEPOSICIONALES

Aparecen principalmente asociadas a la Unidad Intermedia, y constan de (a) yeso laminado (yeso microselenítico, lenticular y detrítico) (b) yeso macrolenticular y rosas del desierto y (c) yeso mesocrystalino bioturbado.

Las litofacies de yeso laminado predominan hacia sectores centrales-septentrionales de la cuenca, mientras que las litofacies de yeso macrolenticular se distribuyen de forma irregular en encajantes lutíticos-carbonáticos. Por último, las litofacies de yeso mesocrystalino bioturbado ocupan un reducido sector, de morfología elongada, en la parte septentrional de la cuenca.

1. 2. 2. LITOFACIES YESÍFERAS POSTDEPOSICIONALES

Se reconocen en los materiales aflorantes o expuestos de la Unidad Inferior. Los sondeos de investigación salina realizados en la cuenca han permitido constatar la existencia de fases salinas deposicionales no exclusivamente formadas por sulfato cálcico (halita, glauberita y thenardita) pero que carecen de representación en superficie, bien porque se encuentran en profundidad, o porque han sido reemplazadas por yeso secundario.

Se han distinguido cinco grandes grupos dentro de las litofacies yesíferas postdeposicionales: las que poseen un origen a partir de facies deposicionales anhidríticas (1) y glauberíticas (2), venas de yeso fibroso (3), y yeso macrocristalino (4) que se relacionan fundamentalmente con la Unidad Inferior, y finalmente un grupo muy

específico correspondiente a nódulos columnares de yeso (5), que se asocia básicamente a la Unidad Intermedia. Las litofacies postdeposicionales de procedencia anhidrítica son, sin duda, las más abundantes dentro del registro de la Unidad Inferior de la cuenca, con amplia distribución espacial y temporal.

1. 3. ANÁLISIS DE LAS LITOFACIES CARBONÁTICAS DEPOSICIONALES

Las litofacies carbonáticas deposicionales del registro Mio-Plioceno de la Cuenca de Calatayud se caracterizan por su gran heterogeneidad composicional, reflejada en litofacies dolomíticas, magnesíticas y calcíticas:

1. 3. 1. LITOFACIES DOLOMÍTICAS

En la Cuenca de Calatayud, se distinguen básicamente tres litofacies dolomíticas, que se encuentran representadas de forma abundante en las distintas subunidades de la Unidad Intermedia:

- a) Subfacies de dolomías arenosas.
- b) Subfacies de dolomías fenestrales, brechoides, y bioturbadas.
- c) Subfacies de dolomías/margas con yeso

La Subfacies de dolomías arenosas se extiende por áreas marginales, adyacentes a las facies terrígenas que se presentan en los bordes actuales de cuenca. La Subfacies de dolomías fenestrales, brechoides, y bioturbadas comprende una gran variedad textural, que se extienden por toda la cuenca, en especial en áreas preferentemente marginales de la Unidad Intermedia. La Subfacies de dolomías/margas con yeso se presenta de forma restringida en el sector SE de la cuenca, en asociación con facies de yeso laminado, yeso mesocrystalino bioturbado, macrolenticular y rosas del desierto y, yeso disuelto o pseudomorfizado por calcita.

1. 3. 2. LITOFACIES MAGNESÍTICAS

La magnesita sedimentaria de la Cuenca de Calatayud se asocia a los sectores marginales de los sistemas lacustres-evaporíticos de la Unidad Inferior e Intermedia. Allí donde las litofacies magnesíticas y facies salinas asociadas no están fuertemente modificadas por diagénesis, se pueden distinguir tres grupos o subfacies fundamentales:

- a) Subfacies de magnesita en asociación con litofacies de yeso postdeposicional.
- b) Subfacies de magnesita en asociación con litofacies de yeso sindeposicional.
- c) Subfacies de magnesita en asociación con facies terrígenas.

Estas tipologías de magnesita tienen una neta correspondencia con las distintas unidades litoestratigráficas miocenas reconocidas en la Cuenca de Calatayud. Así, el

primer grupo se asocia básicamente con la Unidad Inferior; el segundo grupo se asocia con la Unidad Intermedia, y, finalmente, el tercer grupo se presenta tanto en términos de la Unidad Inferior como en el tránsito Unidad Inferior-Intermedia en el sector Sur de Armantes.

En la Unidad Inferior, las litofacies magnesíticas se encuentran fundamentalmente formando una aureola alrededor de las facies centrales del lago salino, donde su presencia es más restringida. La magnesita en la Unidad Inferior, se asocia fundamentalmente con litofacies de yeso postdeposicional a escala de afloramiento, aunque, sin embargo, ha sido descrita en sondeo en estrecha asociación con glauberita-anhidrita-yeso-thenardita y arcillas. En la Unidad Intermedia, la magnesita sedimentaria se asocia fundamentalmente con litofacies de yeso sindeposicional, en una posición muy concreta en el sector meridional del Bloque Sur-Páramo, desconociéndose su existencia en un contexto similar en otros sectores de la cuenca.

1. 3. 3. LITOFACIES CALCÍICAS

Las litofacies calcíicas deposicionales carecen de representación significativa en la Unidad Inferior, pero se encuentran ampliamente representadas en las subunidades marginales de la Unidad Intermedia, así como en la Unidad Superior. En la Unidad Intermedia, las litofacies calcíicas deposicionales encuentran un mayor desarrollo en los sectores meridionales, así como en el sector central-oriental y en las cotas más altas de la Sierra de Armantes. Se componen principalmente de facies masivas, bioclásticas, tobas de caráceas, y carbonatos nodulosos. En la Unidad Superior, las litofacies calcíicas deposicionales se reconocen casi exclusivamente en el Bloque Sur-Páramo, con facies tobáceas autóctonas y facies de removilización o tobas de caráceas.

Las principales subfacies definidas son:

- a) Subfacies de calizas bioclásticas y calizas con gasterópodos
- b) Subfacies de calizas nodulosas
- c) Subfacies de calizas laminadas con gasterópodos y caráceas
- d) Subfacies de calizas tobáceas

1. 4. ANÁLISIS DE LAS LITOFACIES CARBONÁTICAS DIAGENÉTICAS

En el registro mioceno de la Cuenca de Calatayud existen litosomas centimétricos a decamétricos de carbonatos (fundamentalmente calcita LMC) volumétricamente importantes, que se han interpretado como resultantes de la alteración/transformación de fases minerales previas (dolomita, magnesita, y sulfatos cálcicos). También se reconocen otras transformaciones minerales diagenéticas de menor importancia, como dolomitizaciones, o el complejo reemplazamiento de sulfatos cálcicos por aragonito y transformación polimórfica a calcita.

Los grandes cuerpos de carbonatos diagenéticos de la cuenca se concentran en la Unidad Intermedia quedando limitados por las dos grandes discontinuidades sedimentarias del relleno mioceno de la cuenca: a base, por la superficie paleokárstica existente entre Unidad Inferior e Intermedia, y al techo, por la discontinuidad sedimentaria existente entre la Unidad Intermedia y Superior. Básicamente, la estructura de los carbonatos diagenéticos es laminada, aunque también se encuentran estructuras brechoides e incluso clásticas.

Se han reconocido dos tipos de carbonatos diagenéticos en función de criterios cronológicos en su génesis:

A) Carbonatos diagenéticos tempranos, relacionados con una génesis sinsedimentaria o muy temprana. Su reconocimiento como temprano obedece a su posición estratigráfica, y sus relaciones con materiales infra y suprayacentes.

B) Carbonatos diagenéticos hipergénicos, relacionados con una génesis tardía, fundamentalmente asociada al encajamiento de la red fluvial actual y procesos de meteorización. No forman cuerpos diagenéticos continuos, sino que aparecen de forma muy local en la cuenca. Su reconocimiento se ha llevado a cabo en series evaporíticas próximas a las llanuras aluviales de los ríos de la cuenca o en coberteras de alteración meteórica de materiales yesíferos.

Gran parte de la estructura de los carbonatos diagenéticos de la cuenca es laminada, procedente de la transformación a calcita de precursores que constan de una alternancia sulfatado cálcico/carbonatado magnésico. El reemplazamiento y/o pseudomorfización de sulfatos da lugar a microtexturas pseudoesparíticas-esparíticas, mientras que los procesos de dedolomitización y de demagnesitización se asocian con texturas fundamentalmente microesparíticas. Asimismo, las texturas de cristales subromboédricos son claros indicativos de reemplazamiento directo de sulfato cálcico a calcita, mientras que microtexturas como son las calcitas fibrosas y las calcitas suturadas lo son de la transformación a calcita de una dolomicrita.

1. 5. CICLICIDAD SEDIMENTARIA

El registro sedimentario de determinados ambientes deposicionales estables de la cuenca (favorecidos por una subsidencia regularizada) ofrece la posibilidad de estudio del fenómeno de la ciclicidad sedimentaria en relación con la oscilación de los parámetros orbitales terrestres y su reflejo en el clima. A grandes rasgos:

a) El reconocimiento de un registro sedimentario de las oscilaciones de los parámetros orbitales (ciclicidad sedimentaria) en los materiales neógenos de la Cuenca de Calatayud se concentra fundamentalmente en la Unidad Intermedia.

b) Tanto en Unidad Inferior como en la Unidad Intermedia se puede encontrar representación sedimentaria de ciclos menores, relacionados con la alternancia de períodos húmedos y secos debido probablemente a ciclos estacionales.

c) La Unidad Intermedia presenta dos excelentes ejemplos de ciclicidad sedimentaria en materiales coetáneos, aunque en medios deposicionales diferentes. En uno de los casos (Mara), el sistema deposicional es lacustre somero y la sedimentación es en gran parte química (yesífero/carbonático-magnésica), mientras que en el otro caso (Orera-Ruesca), el sistema deposicional es palustre, y la sedimentación es mixta (carbonática/siliclástica). Las potencias de ambos ciclos son similares, y el término inferior es de mayor potencia que el superior. La interpretación de ambos ciclos es muy similar, representando una paulatina adquisición de condiciones de aridez con restricción de los sistemas palustres-lacustres.

1. 6. RELACIÓN ENTRE EL RELLENO SEDIMENTARIO Y LAS DISCONTINUIDADES SEDIMENTARIAS DE LA CUENCA

En la mayoría de los casos, los materiales de la Unidad Intermedia (carbonatos diagenéticos) yacen sobre una discontinuidad sedimentaria, representada por una superficie irregular afectada por procesos de meteorización, erosión y karstificación, que se desarrolla sobre un substrato evaporítico correspondiente al techo de la Unidad Inferior, a la que hemos denominado *Superficie Paleokárstica*.

La superficie de paleokarstificación dibuja un paleorrelieve que se corresponde con el anterior depocentro evaporítico (Unidad Inferior), generándose un alto interno relativo en los yesos del techo de la Unidad inferior, más acusado en la zona central de la cuenca, cuya configuración ha ido cambiando de forma dinámica desde el comienzo de la sedimentación de la Unidad Intermedia, a la vez que se han producido marcados cambios paleogeográficos. La génesis del paleorrelieve es coetánea con el comienzo de la sedimentación de los depósitos correspondientes a la Unidad Intermedia, relacionados con un cambio en la hidroquímica del agua, y con mayores aportes de agua dulce que en las últimas fases de sedimentación de los yesos del techo de la Unidad inferior.

El inicio de la fosilización del paleorrelieve es anterior hacia las zonas periféricas de la cuenca, que en los sectores centrales de la misma, mas elevados, donde dicha fosilización se produce mas tarde conforme se rellena la cuenca. Este rasgo supone que la ruptura sedimentaria entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia abarca el intervalo temporal que comprende desde el inicio de formación del paleorrelieve, pasando por su evolución, hasta su fosilización total.

En asociación con la superficie paleokárstica, se reconocen formas exokársticas vadosas que se desarrollan sobre los yesos de la Unidad Inferior debido a procesos de

karstificación con meteorización y erosión de los yesos y generación de dolinas. A favor de éstas, se producen procesos de subsidencia y colapso asociados a la karstificación, que tienen una continuidad en el tiempo, durante el momento de sedimentación de la Unidad Intermedia y la Unidad Superior. Desde el Aragoniense Medio los procesos de karstificación de las facies salinas infrayacentes han venido actuando con regularidad a lo largo de la evolución de la cuenca hasta nuestros días.

En las estructuras de colapso se han diferenciado: (a) morfologías de colapso con evidencias de subsidencia sinsedimentaria de materiales neógenos, es decir, que han funcionado como sistemas subsidentes condicionando la sedimentación y (b) morfologías de colapso tardías, relacionadas también con procesos de disolución, pero generadas durante el encajamiento de la red fluvial, que afectan tanto a materiales neógenos como materiales aluviales más recientes (cuaternarios), cuyo origen puede ser tanto subsuperficial como en profundidad.

Por otra parte, en relación con la discontinuidad sedimentaria de la Unidad Intermedia a Superior, se produce el paso desde unas condiciones de drenaje endorréico para el conjunto de Unidad Inferior y Unidad Intermedia a condiciones exorréicas para la Unidad Superior. Así, en relación con importantes cambios en la paleogeografía de cuenca se produce la implantación de un régimen exorréico de la sedimentación, con el progresivo establecimiento de un sistema fluvial según la dirección del eje longitudinal de cuenca en los tramos basales de la Unidad Superior, en asociación con las lineaciones estructurales de los ríos Jiloca y Perejiles.

Se produce la sobreimposición de rasgos paleokársticos sobre carbonatos diagenéticos del sector meridional del Bloque Sur-Páramo (Mara-Fuentes-Velilla de Jiloca), que reflejan un episodio de exposición subaérea. Los carbonatos diagenéticos quedan inmediatamente debajo de la discontinuidad entre la Unidad Intermedia y Superior. Los materiales con rasgos paleokársticos presentan una extensión lateral limitada en la cuenca.

1. 7. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DEL NEÓGENO DE LA CUENCA

Unidad Inferior

Los términos superiores de la Unidad Inferior responden a un modelo de sedimentación evaporítica en cuenca continental endorréica, donde extensas llanuras lutíticas compuestas por lutitas y limos rojos con nódulos de yeso pasan hacia el margen de lago salino, en zonas más centrales, a litofacies anhidríticas y glauberíticas (\pm thenardíticas), con yeso subordinado y magnesita como carbonato principal asociado. Estas facies formarían un cinturón marginal alrededor de un núcleo central, cuya composición más probable sería principalmente anhidrítica y glauberítica (\pm halítica) de forma subordinada.

Unidad Inferior-Unidad Intermedia

El tránsito entre la Unidad Inferior e Unidad Intermedia constituye uno de los momentos más importantes en la evolución de la sedimentación en la cuenca. En relación con un cambio climático en el Mioceno Medio hacia un clima más frío y húmedo, se produce un endulzamiento progresivo de las aguas de la cuenca, que queda reflejado en el régimen sedimentario de la Unidad Intermedia. La sedimentación de esta unidad sobre la superficie paleokárstica desarrollada sobre los yesos de la Unidad Inferior posee un carácter diacrónico según el sector considerado. Mientras que el tránsito en la vertical entre la Unidad Inferior y Unidad Intermedia se refleja en un progresivo cambio litológico en aparente continuidad sedimentaria (sin discontinuidades sedimentarias relevantes) en los sectores noroccidental y suroriental de la cuenca, en gran parte de los sectores centrales, y de los márgenes oriental y occidental, la Unidad Intermedia se deposita sobre el paleorrelieve desarrollado a techo de los yesos de la Unidad Inferior.

En las etapas iniciales de karstificación de las evaporitas de la Unidad Inferior la configuración de la cuenca queda representada por extensos *mudflat* dolomíticos hacia el NO (Sierra de Armantes) que se relacionan lateralmente hacia el centro de cuenca con facies de yeso primario/anhidrita; en sentido SE, hacia el margen lacustre, la sedimentación queda dominada por facies yeso primario/magnesita, que más hacia el SE pasa a materiales formados por yeso primario/dolomita y nuevamente *mudflats* dolomíticos. Zonalmente, en estos *mudflat* se reconocen sistemas marginales lacustres-palustres que dan origen a las facies de yeso micro-mesocristalino bioturbado. En este período, los antiguos márgenes occidental y oriental del lago salino de Unidad Inferior se encuentran parcialmente emergidos y se está produciendo la karstificación de las facies evaporíticas a favor de las zonas de mayor fracturación de la cuenca coincidiendo con las principales directrices tectónicas (Jiloca y Perejiles).

Unidad Intermedia

a) En una primera etapa de sedimentación en la Unidad Intermedia, se produce la formación de nuevos depocentros sedimentarios en el NO y SE de la cuenca, a la vez que se produce la karstificación de las últimas facies evaporíticas de la Unidad Inferior expuestas en el centro de la cuenca, que configuran un paleorrelieve en posición central de la cuenca. Las áreas de los márgenes occidental y oriental, coincidentes con las directrices tectónicas del Jiloca y Perejiles donde se han concentrado anteriormente los procesos de karstificación de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior, comienzan a funcionar como zonas diferencialmente subsidentes con una sedimentación de carbonatos magnésicos/yeso primario que se hace extensiva hacia los márgenes de cuenca y fosiliza la superficie paleokárstica. En estos momentos, se produce una diferenciación más acusada de los depocentros de la cuenca llegándose a una desconexión parcial de los mismos.

La sedimentación, al NO del paleorrelieve central en yesos es de ámbito lacustre compuesta por *mudflats* dolomíticos que probablemente pasan hacia sectores más centrales a facies alternantes de yeso primario/dolomita. Al SE del paleorrelieve central se establecen sistemas lacustres estables y someros con precipitación cíclica de carbonatos magnésicos/yeso primario que más hacia el SE pasan a *mudflats* dolomíticos con un sistema lacustre marginal con depósitos de yeso micro-mesocristalino bioturbado y soportes dolomíticos yesificados. El sector de Orera-Ruesca se individualiza como un sistema palustre-lacustre estable entre abanicos aluviales que se encuentra parcialmente conectado con los sistemas lacustres evaporítico-carbonatados del SE de la cuenca.

Las aguas que llegan a la cuenca poseen una composición bicarbonatada-cálcica, y son las impulsoras de los procesos de calcitización, que en un primer momento, afectan a materiales laminados carbonático magnésicos/yesíferos que se encuentran fosilizando el paleorrelieve en los sectores marginales y áreas muy reducidas del centro de la cuenca, a favor de las zonas subsidentes de las directrices tectónicas del Jiloca y Perejiles.

b) En las siguientes etapas de sedimentación en la Unidad Intermedia se produce la colmatación del paleorrelieve yesífero central, a la vez que la sedimentación es cada vez más carbonatada y menos evaporítica. Los sistemas deposicionales de cada uno de los subambientes correspondientes son lagos someros dolomíticos, ampliamente extendidos por la cuenca, a veces conectados entre sí, y hacia sectores centrales se presentan todavía condiciones evaporíticas que generan precipitación de yeso. La presencia de carbonatos palustres con gasterópodos es cada vez más importante en sectores marginales de la zona SE que son representativos de encharcamientos en zona de *mudflat* de aguas diluidas que llegan a la cuenca. En los sectores centrales de la cuenca, los procesos de calcitización continúan afectando a las facies dolomítico/yesíferas que fosilizan el paleorrelieve en zonas centrales.

c) Los términos superiores de la Unidad Intermedia reflejan una sedimentación típica de un ambiente palustre-lacustre, con mayores evidencias de exposición subaérea, donde las últimas facies de carácter evaporítico se van restringiendo a los sectores más centrales de la cuenca, a la vez que existe una progradación progresiva hacia el centro de la cuenca de sistemas palustres y lacustres de aguas dulces que se reflejan en calizas bioclásticas, con gasterópodos, bioturbadas y nodulosas, que culmina a techo de la unidad con el desarrollo generalizado por toda la cuenca de sistemas lacustres-palustres de aguas dulces con gasterópodos y fluviales con oncoides, en especial en sectores centrales afectados por subsidencia sinsedimentaria.

Unidad Superior

Los términos basales de la Unidad Superior reflejan una progradación muy neta de los abanicos aluviales y entrada de canales fluviales hacia áreas centrales de la

cuenca. En sectores del SE de la cuenca, se produce la emersión de materiales carbonáticos de la Unidad Intermedia quedando afectados por rasgos paleokársticos .

La entrada de material siliciclástico en el centro de la cuenca representa un cambio muy importante en la paleogeografía, ya que implica el paso desde unas condiciones de drenaje endorréicas (Unidad Inferior e Intermedia) a exorréicas (Unidad Superior). Los abanicos aluviales del SE de la cuenca alimentarían preferentemente las facies de los tramos basales de la unidad con una influencia local de los abanicos aluviales del margen oriental de la cuenca. En las áreas más distales se organizarían canales fluviales de escasa entidad, mientras que la posterior evolución en la vertical daría lugar a sistemas fluviales cada vez mejor desarrollados según el eje longitudinal de la cuenca.

Dentro de la Unidad Superior, se produce el paso desde una sedimentación de dominio siliciclástico a una de dominio carbonático, de carácter carbonático-fluviolacustre en los sectores centrales de la cuenca. Estos materiales carbonatados fluviolacustres presentan un abundante desarrollo de canales fluviales de diversa entidad, con edificios tobáceos autóctonos y facies de removilización tobácea dentro de un modelo sedimentario mixto tipo *braided* y cascada.

Los procesos de subsidencia sinsedimentaria afectan de forma especial a la Unidad Superior constituyéndose en los causantes de importantes diferencias topográficas que condicionan las direcciones de flujo de sistemas fluviales canalizados. Este fenómeno de subsidencia continua durante la sedimentación de los términos superiores de la unidad es el factor que da lugar a la anómala existencia de grandes potencias de depósitos carbonáticos a favor de estas zonas de hundimiento y colapso.

Aunque las direcciones de flujo de los grandes canales coinciden con el eje longitudinal de la cuenca, el sentido de flujo queda condicionado tanto por la morfología de las depresiones subsidentes en los sectores centrales de la cuenca, como por el levantamiento diferencial del sector NO de la cuenca que daría lugar a la autodigestión de materiales carbonáticos de la Unidad Intermedia, sirviendo de área fuente para los sistemas carbonatados de la Unidad Superior.

2. CONCLUSIONES

La apertura y el comienzo de la sedimentación en la Cuenca de Calatayud se inicia durante una fase tectónica distensiva de edad Paleógena, posiblemente en el Oligoceno. El final del registro sedimentario se produce en el Plioceno (Rusciniense).

En el registro sedimentario de la cuenca se han distinguido tres unidades mayores separadas por dos discontinuidades: Unidad Inferior, de carácter salino, evaporítica; Unidad intermedia, o de transición, fundamentalmente sulfatado-carbonatada con rasgos diagenéticos, lacustre-palustre, y finalmente, Unidad Superior, detrítico-carbonatada, fluvio-lacustre.

La sedimentación de los términos inferiores de la Unidad Inferior corresponde a un medio salino con alta evaporación en condiciones climáticas áridas, mientras que la sedimentación de los términos superiores de la misma se produce en un ambiente evaporítico menos severo. Esta circunstancia es debida al inicio de un cambio progresivo en la hidroquímica de las aguas, con una mayor dilución progresiva de la salmuera, motivada por el comienzo de un cambio climático hacia condiciones más húmedas, que alcanzan un grado tal, que se refleja en la ruptura entre la Unidad Inferior e Intermedia, así como en la microfauna del Mioceno Medio, que igualmente señala un cambio climático a condiciones húmedas y más frías.

Este cambio climático con endulzamiento progresivo de las aguas continúa durante la sedimentación de la Unidad Intermedia alcanzando condiciones de máxima dilución (agua dulce) en la Unidad Superior.

La evolución de la sedimentación en la Unidad Intermedia está relacionada con la formación de un paleorrelieve kárstico sobre facies evaporíticas de la Unidad Inferior, que responde a un concepto de génesis de paleorrelieve no estático en el que las geometrías resultantes de los cuerpos sedimentarios suprayacentes son resultado de una modificación dinámica.

La combinación entre la actividad de los procesos de karstificación de las evaporitas (en relación con el clima) y un régimen tectónico distensivo con lineaciones estructurales bien definidas, que producen una activa subsidencia diferencial, es el mecanismo de control de la sedimentación durante esta parte del Mioceno, condicionando especialmente de la redistribución de depocentros en la Unidad Intermedia.

La génesis de los cuerpos de carbonatos diagenéticos de la Unidad Intermedia se encuentra relacionada con aguas de composición meteórica bicarbonatadas-cálcicas que reflejan un cambio en la hidroquímica de las aguas que llegan a los sistemas lacustres. El reemplazamiento es resultado de procesos diagenéticos tempranos, dentro de un

modelo de calcitización polifásica, que ocurrieron tanto en el contacto de depósitos sinsedimentarios con cuerpos de agua dulce suprayacentes, o bajo enterramiento muy somero cuando los fluidos meteóricos penetraron a través de los materiales evaporíticos. La red de fracturas se convertiría en la vía principal para la penetración de aguas meteóricas, con una posterior circulación subsuperficial en sentido lateral a favor de los planos de estratificación de los materiales precursores laminados.

Mientras el clima fue el condicionante mayor en el cambio de la Unidad Inferior a la Intermedia, entre ésta y la Unidad Superior, es la tectónica el factor que da lugar a la ruptura entre ambas unidades y condicionará la sedimentación de la Unidad superior. La reactivación del sistema de fallas asociadas a la del Jiloca da lugar a la instalación de una incipiente red fluvial con la apertura efímera de la cuenca al exterior, correspondiente con un sistema fluvio-lacustre que culmina la sedimentación neógena en el sector estudiado.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- ABDUL-AZIZ, H.; SANZ-RUBIO, E.; HILGEN, F.; CALVO, J. P.; KRIJGSMAN, W. & HOYOS, M. (1998). Allocyclicality in lacustrine and distal alluvial fan-floodplain successions of the Calatayud Basin (NE Spain) and its potential for extending the astronomical polarity time scale into the Middle Miocene. En "Sedimentology at the dawn of the third millennium.", Cañaveras, J. C.; García del Cura, M. A. y Soria, J. (Eds.). *15th International Sedimentological Congress*, April 12-17, 1998. Alicante, Spain. 112-113.
- ADAMS, J. E. & FRENZEL, H. N. (1950). Capitan Barrier reef, Texas and New Mexico. *Jour. Geol.*, 58: 239-312.
- AGUILAR, C. L. (1899). Apuntes para el estudio del Mioceno bilbilitano. *Act. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 28: 127-128.
- AGUILAR, C. L. (1902). Miocénico lacustre en la comarca bilbilitana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 2: 312-317.
- AGUIRRE, E. y MORALES, J. (Eds.). (1975). Actas I Coloquio internacional sobre Bioestratigrafía del Neógeno superior y Cuaternario Inferior, Montpellier-Madrid, 1974. *Trab. Neog. Cuatern.*, 4: 244 pp.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neog. Cuatern.*, 5: 7-29.
- AHARON, P. (1988). A stable isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: implications for the origin of strata-bound massive magnesites. *Chem. Geol.*, 69: 127-145.
- AITKEN, J. D. (1967). Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician and Southwestern Alberta. *Jour. Sed. Petrol.*, 37: 1163-1178.
- ALDERMAN, A. R. & VON DER BORCH, C. C. (1961). Occurrence of magnesite-dolomite sediments in South Australia. *Nature*, 190: 861.
- ALLAN, J. R. & MATTHEWS, R. K. (1977). Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: data from surface and subsurface of Barbados, West Indies. *Geology*, 5: 16-20.
- ALLAN, J. R. & MATTHEWS, R. K. (1982). Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29: 709-817.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; CALVO SORANDO, J. P. & GARCÍA DEL CURA, M. A. (1992). Palustrine sedimentation and associated features--grainification and pseudo-microkarst in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedim. Geol.*, 76: 43-61.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- ANADÓN P. & ZAMARREÑO, I. (1979). Paleogene nonmarine algal deposits of the Ebro Basin, northeastern Spain. En "Phanerozoic Stromatolites", Monty, C. L. V. (Ed.). Springer-Verlag, Berlín. 140-154.
- ANADÓN, P. & UTRILLA, R. (1993). Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine carbonates of the Oligocene Campins Basin, north-east Spain. *Sedimentology*, 40: 699-720.
- ANADÓN, P. & MOISSENET, E. (1996). Neogene basins in the Eastern Iberian Range. En "Tertiary Iberian Basins", Friend, P. y Dabrio, C. J. (Eds.). Cambridge Univ. Press. World and Regional Series. 68-76.
- ANADÓN, P.; CABRERA, L. y ROCA, E. (1989). Contexto estructural y paleogeográfico de los sistemas cenozoicos de España. *Acta. Geol. Hisp.*, 24: 167-184.

- ANADÓN, P.; ROSELL, L. & TALBOT, M. R. (1992). Carbonate replacement of lacustrine gypsum deposits in two Neogene continental basins, eastern Spain. *Sedim. Geol.*, 78: 201-216.
- ANADÓN, P.; ORTÍ, F. y ROSELL, L. (1997). Unidades evaporíticas de la zona de Libros-Cascante (Mioceno, Cuenca de Teruel): Características estratigráficas y sedimentológicas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 22: 283-304.
- ANCOECHEA, E.; MUÑOZ, M. y SAGREDO, J. (1987). Las rocas volcánicas neógenas de Nuévalos (provincia de Zaragoza). *Geogaceta*, 3: 7- 10.
- ANDERSON, T. F. & ARTHUR, M. A. (1983). Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. En "Stable isotopes in Sedimentary Geology", Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J. & Land, L. S. (Eds.). SEPM Short Course Notes, 10: 111-151.
- ANDRÉS, J. A.; CANUDO, J. I.; CUENCA, G. y LAPLANA, C. (1992). Los vertebrados del Terciario continental de la mina de sepiolita de Mara (prov. de Zaragoza). *Resúmenes VIII Jornadas de Paleontología, Barcelona*. 3-4.
- ANDREWS, J. E. (1991). Geochemical indicators of depositional and early diagenetic facies in Holocene carbonate muds, and their preservation potential during stabilization. *Chem. Geol.*, 93: 267-289.
- ANDREWS, J. E.; RIDING, R. & DENNIS, P. F. (1997). The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 129: 171-189.
- ARAKEL, A. V. (1980). Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman lagoons, Western Australia. *Jour. Sed. Petrol.*, 50: 1305-1326.
- ARAKEL, A. V. & McCONCHIE, D. (1982). Classification and genesis of calcrete and gypsite lithofacies in paleodrainage systems of inland Australia and their relationship to carnotite mineralization. *Jour. Sed. Petrol.*, 52: 1149-1170.
- ARAKEL, A. V. & COHEN, A. (1991). Deposition and early diagenesis of playa glauberite in the Karinga Creek drainage system, Northern Territory, Australia. *Sedim. Geol.*, 70: 41-59.
- ARBÉY, F. (1980). Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod., Elf-Aquit., Pau.*, 4: 309-365.
- ARMENTEROS, I. (1991). Contribución al conocimiento del Mioceno lacustre de la Cuenca terciaria del Duero (sector centro-oriental, Valladolid-Peñaflor-Sacramento-Cuellar). *Acta Geol. Hisp.*, 26: 97-131.
- ARRIBAS, M. E. (1985). Sedimentología y diagénesis de las facies carbonáticas del Paleógeno del sector NW de la Cuenca del Tajo. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 444 pp.
- ASSERETO, R. & KENDALL, C. G. (1977). Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 24: 153-210.
- BACK, W.; HANSHAW, B. B.; PLUMMER, L. N.; RAHN, P. H.; RIGHTMIRE, C. T. & RUBIN, M. (1983). Process and rate of dedolomitization: mass transfer and C-14 dating in a regional carbonate aquifer. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 1415-1429.
- BARNABY, R. J. & RIMSTIDT, J. D. (1989). Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 795-804.
- BATES, R. L. & JACKSON, J. A. (1980). Glossary of geology. American Geological Institute. Second Edition. 751 pp.
- BATHURST, R. G. C. (1975). Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam. 658 pp.
- BATHURST, R. G. C. (1983). Neomorphic spar versus cement in some Jurassic grainstones: significance for evaluation of porosity evolution and compactation. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 140: 229-237.
- BELL, C. M. (1989). Saline lake carbonates within an Upper Jurassic-lower Cretaceous continental red bed sequence in the Atacama region of northern Chile. *Sedimentology*, 36: 651-663.

- BERGER, A. (1977). Long term variations of the Earth's orbital elements. *Celestial Mechanics*, 15: 53-74.
- BERGER, A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.*, 26: 624-657.
- BERGER, A. & LOUTRE, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 297-317.
- BISCHOFF, J. L.; JULIA, R.; SHANKS, W. C. & ROSENBAUER, R. J. (1994). Karstification without carbonic acid: Bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. *Geology*, 22: 995-998.
- BOMER, B. (1960). Aspectos morfológicos de la Cuenca de Calatayud-Daroca y de sus zonas marginales. *Estudios Geográficos*, año 21: 393-402.
- BONÈ, E.; ALBERDI, M. T.; HOYOS, M. et LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1980). Prospection paleontologique de la region de Torralba de Ribota (Burdigalien du bassin de Calatayud, prov. de Zaragoza, Espagne). *Palaeovertebrata*. Montpellier, Mem. Jubil. R. Lavocat. 233-247.
- BOTZ, R. W. & VON DER BORCH, C. C. (1984). Stable isotope study of carbonate sediments from the Coorong Areas South Australia. *Sedimentology*, 31: 837-849.
- BOWLER, J. M. (1973). Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. *Earth Sci. Reviews*, 9: 315-338.
- BOWLER, J. M. (1983). Lunettes as indices of hydrological change: a review of australian evidence. *Proc. Royal Soc. Victoria*, 95: 147-168.
- BOWLER, J. M. & TELLER, J. T. (1986). Quaternary evaporites and hydrological changes, Lake Tyrrel, north-west Victoria. *Austr. Jour. Earth Sci.*, 33: 43-63.
- BRADLEY, W. H. (1929). The varves and climate of the Green River Epoch. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 158-E: 87-110.
- BRAITHWAITE, C.J.R. (1975). Petrology of paleosols and other terrestrial sediments of Aldabra, Western Indian Ocean., *Philos. Trans. R. Soc. London.*, 273: 1-32.
- BRAUN, M. & FRIEDMAN, G. M. (1970). Dedolomitization fabric in peels: a possible clue to unconformity surfaces. *Jour. Sed. Petrol.*, 40: 417-419.
- BUCCINO, G.; D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; BRANCACCIO, L.; FERRERI, M.; PANICHI, C. e STANZIONE, D. (1978). Il travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). Studio geomorfologico, sedimentologico e geochemico. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 97: 617-646.
- BUDAI, J. M.; LOHMANN, K. C. & OWEN, R. M. (1984). Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyoming an Utah thrust belt. *Jour. Sed. Petrol.*, 54: 276-288.
- BURNE, R. V. & MOORE, L. S. (1987). Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaaios*, 2: 242-254.
- BURTON, E. A. & WALTER, L. M. (1987). Relative precipitation rates of aragonite and Mg-calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control?. *Geology*, 15: 111-114.
- BUSENBERG, E. & PLUMMER, L. N. (1985). Kinetic and thermodynamic factors controlling the distribution of SO_4^{2-} and Na^+ in calcites and selected aragonites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 713.
- BUSH, P. (1973). Some aspects of the diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. En "The Persian Gulf", Purser, B. H. (Ed.). Springer-Verlag, Berlin. 395-407.
- BUSTILLO, M. A. (1976a). Estudio petrológico de las rocas silíceas miocenas de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geol.*, 32: 451-497.
- BUSTILLO, M. A. (1976b). Texturas de las rocas silíceas inorgánicas en ambiente continental y significado genético. *Estudios Geol.*, 32: 371-383.
- BUSTILLO, M. A. y DÍAZ MOLINA, M. (1980). Sílex tobáceos en el Mioceno Inferior continental (provincia de Cuenca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 78: 227-241.

- BUSTILLO, M. A.; ARMENTEROS, I. y BLANCO, J. A. (1991). Encadenamiento de encostramientos superficiales (gypcretas, calcretas y silcretas) en secuencias miocenas de la Depresión Sepúlveda-Ayllón (Cuenca del Duero). *XII Congreso Español de Sedimentología*, Leioa, Bilbao. 233-236.
- BUTLER, G. P. (1969). Modern evaporite deposition and geochemistry of co-existing brines. The sabkha, Trucial Coast, *Arabian Gulf. Jour. Sed. Petrol.*, 39: 70-89.
- BUTLER, G. P. (1970). Holocene gypsum and anhydrite of the Abu Dhabi sabkha, Trucial Coast: an alternative explanation of origin. En "3rd symposium on Salt", Rau, J. L. & Dellwig, L. F. (Eds.). Northern Ohio, Geological Society, Cleveland, Ohio. 120-152.
- BUTLER, G. P. (1973). Strontium geochemistry of modern and ancient calcium sulphate minerals. En "The Persian Gulf.", Purser, B. H. (Ed.). Springer-Verlag, New York. 423-452.
- BYRDIE, J. R.; FALICK, A. E.; ILICH, M.; MALIOTIS, G. & RUSSELL, M. J. (1993). Stable isotopic study of magnesite deposits in Akarnas area, northwest Cyprus. *Trans. Inst. Min. Metall. (B)*, 102: 50-53.
- CALVO, J. P.; GARCÍA DEL CURA, M. A. y ORDÓÑEZ, S. (1980). Facies diagenéticas, retrodiagenéticas y karstificación en calizas continentales (sector NE de la Cuenca de Madrid). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*, 34: 135-148.
- CALVO, J. P.; HOYOS, M. & GARCÍA DEL CURA, M. A. (1985). Mud-mound structures in shallow lacustrine sediments, middle Miocene, Madrid basin, Spain. *6th Eru. Reg. Meeting of Sedimentology*, Lleida. 539-543.
- CALVO, J. P.; ALONSO ZARZA, A. M. & GARCÍA DEL CURA, M. A. (1989). Models of Miocene Marginal Lacustrine Sedimentation in response to varied depositional Regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70: 199-214.
- CALVO, J. P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; ANADÓN, P.; ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DÍAZ-MOLINA, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN SUAREZ, E.; MARTINEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PÉREZ-GARCÍA, A.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, A. J.; VERA, J. A. & MEIN, P. (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 29-40.
- CALVO, J. P.; JONES, B. F.; BUSTILLO, M.; FORT, R.; ALONSO ZARZA, A. M. & KENDALL, C. (1995a). Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, Central Spain. *Chem. Geol.*, 123: 173-191.
- CALVO, J. P.; STAMATAKIS, M. G. & MAGGANAS, A. (1995b). Clastic huntite in Upper Neogene formations of the Kozani Basin, Macedonia, Northern Greece. *Jour. Sed. Research*, A65: 627-632.
- CAMUR, M. Z. & MUTLU, H. (1996). Major ion geochemistry and mineralogy of the Salt Lake (Tuz Gölü) basin, Turkey. *Chem. Geol.*, 127: 313-329.
- CANDE, S. C. & KENT, D. V. (1995). A new Geomagnetic Polarity Time Scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 13917-13951.
- CANUDO, J. I. y CUENCA, G. (1989). Nota preliminar de un nuevo yacimiento vallesiense en la Fosa de Calatayud-Montalbán. *Segundo Encuentro de Estudios Bilibilitanos*. Centro de Estudios Bilibilitanos. Institución Fernando el Católico. Fundación Pública de la Excm. Diputación de Zaragoza. 157-160.
- CAÑAVERAS, J. C. (1994). El paleokarst del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. Tesis, Universidad Complutense de Madrid. 433 pp.
- CAÑAVERAS, J. C.; HOYOS, M.; ORDÓÑEZ, S. y CALVO, J. P. (1991). Características morfológicas y sedimentológicas, e implicaciones paleogeográficas de un paleokarst en una cuenca endorréica: El karst del techo de la unidad intermedia de la Cuenca de Madrid. *Comunicaciones I Congreso del Grupo Español del Terciario*. 67- 70.
- CAÑAVERAS, J. C.; CALVO, J. P.; HOYOS, M. & ORDÓÑEZ, S. (1996a). Palaeomorphologic features of an intra-Vallesian paleokarst, Tertiary Madrid basin. Significance of paleokarstic surfaces in continental basin analysis. En "Tertiary Iberian basins", Friend, P. & Dabrio, C. J. (Eds.). Cambridge Univ. Press. World and Regional Series. 278-284.

- CAÑAVERAS, J. C.; SÁNCHEZ-MORAL, S.; CALVO, J. P.; HOYOS, M. y ORDÓÑEZ, S. (1996b). Dedolomites associated with karstification, an example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the tertiary Madrid Basin, Central Spain. *Carbonates and Evaporites*, 11: 85-103.
- CAÑAVERAS, J. C.; SÁNCHEZ-MORAL, S.; SANZ-RUBIO, E. & HOYOS, M. (1998). Meteoric calcitization of magnesite in miocene lacustrine deposits (Calatayud Basin, NE Spain). *Sedim. Geol.*, 119: 183-194.
- CAPOTE, R. y GONZÁLEZ-LONDEIRO, F. (1983). La estructura herciniana en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar de J. M. Ríos*, 1: 513-529.
- CASANOVA, J. (1981). Morphologie et biolithogenèse des barrages de travertins. *Actes Coll. A. G. F., Formations carbonatées externes, Tufts et travertins. Mém. As. Fr. Karst*, 3: 45-54.
- CASANOVA, J. et LAFONT, R. (1985). Les Cyanophycées encroûtes des eaux courantes du Var. *Verh. Internat. Verein. Limnologie*, 22: 2805-2810.
- CHAFETZ, H. S. & BUTLER, J. C. (1980). Petrology of recent caliche pisolites, spherulites, and speleothem deposits from central Texas. *Sedimentology*, 27: 497-518.
- CHAFETZ, H. S. & FOLK, R. L. (1984). Travertines: Depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Jour. Sed. Petrol.*, 54: 289-316.
- CHILINGAR, G. V.; BISELL, H. L. & WOLF, K. H. (1979a). Diagenesis of carbonate sediments and Epigenesis (or Catagenesis) of limestones. En "Diagenesis in sediments and sedimentary rocks", Larsen, G. y Chilingar, G. V. (Eds.). *Devs. in Sedimentology* 25A. Elsevier. Amsterdam. 249-424.
- CHILINGAR, G. V.; ZENGER, D. H.; BISELL, H. L. & WOLF, K. H. (1979b). Dolomites and dolomitization. En "Diagenesis in sediments and sedimentary rocks", Larsen, G. y Chilingar, G. V. (Eds.). *Devs. in Sedimentology* 25A. Elsevier. Amsterdam. 425-536.
- CHRIST, C. L. & HOSTETLER, P. B. (1970). Studies in the system $MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$ (II). The activity product constant of magnesite. *Amer. Jour. Sci.*, 268: 439-453.
- CHRISTIANSEN, E. A. (1971). Geology of the Crater Lake collapse structure in Southwestern Saskatchewan. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8: 1505-1513.
- CODY, R. D. (1979). Lenticular gypsum: occurrences in nature, and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. *Jour. Sed. Petrol.*, 49: 1015-1028.
- CODY, R. D. & HULL, A. B. (1980). Experimental growth of primary anhydrite at low temperatures and water salinities. *Geology*, 8: 505-509.
- CODY, R. D. & CODY, A. M. (1988). Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 58: 247-255.
- COHEN, A. S. & THOUIN, C. (1987). Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology*, 15: 414-418.
- COLE, J. J.; CARACO, N. F.; KLING, G. W. & KRATZ, T. K. (1994). Carbon dioxide supersaturation in the surface water of lakes. *Science*, 265: 1568-1570.
- COLLANTES, L. P. y GRIFFO, J. L. (1982). Panorámica general del yeso en España. Los yesos de la cubeta de Calatayud y en la provincia de Zaragoza. *Tecniterrae*, 46: 53-63.
- CONRAD, G. (1969). L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien. *C. R. Z. A. Geol.*, 10: 527.
- CORROCHANO, A. y ARMENTEROS, I. (1989). Los sistemas lacustres de la Cuenca Terciaria del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 24: 259-280.
- CRAIG, H. (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 12: 133-149.
- CRAIG, H. (1965). The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. En "Stable isotopes in oceanographic studies and palaeotemperatures", Tongiorgi, E. (Ed.). *Con. Naz. Rich., Lab. Geol. Nucleare, Pisa*. 161-182.

- CRUSAFONT, M. (1957). Caracterización del Vindoboniense continental en la Cuenca de Calatayud-Teruel. *Curs. y Conf. Inst. "Lucas Mallada"*, 4: 75-76.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960). El Mioceno de las Cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 60: 127-140.
- CRUSAFONT, M.; VILLALTA, J. F. y TRUYOLS, J. (1957). Definición estratigráfico-paleontológica de la Cuenca terciaria de Calatayud-Teruel. *Curs. y Conf. Inst. "Lucas Mallada"*, 4: 89-92.
- CRUSAFONT, M.; MELÉNDEZ, B. y TRUYOLS, J. (1960). El yacimiento de vertebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara) y su significado cronoestratigráfico. *Estudios Geol.*, XVI: 243-254.
- CURIAL, A. (1986). Les dissolutions dans la partie supérieure du Salifère paléogène de Bresse (SE de la France). Chronologie, extension et mécanismes. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 27: 225-235.
- DAAMS, R. & FREUDENTHAL, M. (1981). Aragonian: the stage concept versus Neogene Mammal Zones. *Scripta Geol.*, 62: 1-17.
- DAAMS, R.; FREUDENTHAL, M. & VAN DE WEERD, A. (1977). Aragonian, a new stage for continental deposits of Miocene age. *Newslett. Strat.*, 6: 42-55.
- DAAMS, R.; FREUDENTHAL, M. & ALVAREZ, M. A. (1987). Ramblian; a new stage for continental deposits of early Miocene age. *Geol. Mijnb.*, 65: 297-308.
- DAHANAYAKE, K.; GERDES, G. & KRUMBEIN, W. E. (1985). Stromatolites, oncolites and oolites biogenically formed in situ. *Naturwissenschaften*, 72: 513-518.
- DAVIES J. B. & KIRKLAND, D. W. (1985). Native sulphur deposition in the Castile Formation, Culberson County, Texas. *Econ. Geol.*, 65: 107-121.
- DE BOER, P. L. & SMITH, D. G. (1994). Orbital forcing and cyclic sequences. *Inter. Assoc. Sediment. Spec. Public.*, 19: 1-14.
- DE BRUIJN, H. (1967). Gliridae, Sciridae, y Eomyidae (Rodentia, Mammalia) miocenos de Calatayud (Zaragoza, España) y su relación con la biostratigrafía del área. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 78: 187.
- DE BRUIJN, H. & VAN MEURS, A. P. H. (1967). A biometrical study of the third premolar of *Lagopsis* and *Prolagus* (Ochotonidae, Lagomorpha, Mammalia) from the Neogene of the Calatayud-Teruel Basin (Aragón, Spain). *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.* B70: 113-143.
- DE BRUIJN, H.; DAAMS, R.; DAXNER-HÖCK, G.; FAHLBUSCH, V.; GINSBURG, L.; MEIN, P. & MORALES, J. (1992). Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg 1990. *Newslett. Strat.*, 26: 65-118.
- DE DECKKER, P. & LAST, W. M. (1989). Modern, non marine dolomite in evaporitic playas of western Victoria, Australia. *Sedim. Geol.*, 64: 223-238.
- DE PUTTER, T.; ROUCHY, J. M.; HERBOSCH, A.; KEPPENS, E.; PIERRE, C. & GROESSENS, E. (1993). Sedimentology and palaeoenvironment of the Upper Visean anhydrite of the Franco-Belgian Carboniferous Basin (Saint Ghislain borehole, Southern Belgium). *Sedim. Geol.*, 90: 77-93.
- DEAN, W. E. & FOUCH, T. D. (1983). Lacustrine environment. En "Carbonate depositional environments", Scholle, P. A.; Debout, A. G. & Moore, C. H. (Eds). *AAPG Mem.*, 33: 97-130.
- DECIMA, A.; MCKENZIE, J. A. & SCHREIBER, B. C. (1988). The origin of "evaporative" limestones: an example from the Messinian of Sicily (Italy). *Jour. Sed. Petrol.*, 58: 256-272.
- DEIKE, R. D. (1990). Dolomite dissolution rates and possible Holocene dedolomitization of water bearing units in the Edwards aquifer, south-central Texas. *Jour. Hydrol.*, 112: 335-373.
- DELGADO, A.; NÚÑEZ, R.; CABALLERO, E.; JIMÉNEZ, C. y REYES, E. (1991). Composición del agua de lluvia en Granada. *IV Congreso de Geoquímica de España*, I: 350-358.

- DERCOURT, J.; ZONENSHAIN, L. P.; RICO, L. E.; KAZMIN, V. G.; LEPICHON, X.; KNIPPER, A. L.; GRANDJACQUET, C.; SBORTSHIKOV, I. M.; GEYSSANT, J.; LEPRVIER, C.; PECHERSKY, D. H.; BOULIN, J.; SIBUET, J. C.; SAVOSTIN, L. A.; SOROKHTIN, O.; WESTPHAL, M.; BAZHENOV, M. L.; LAUER, J. P. & DUVAL, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- DESSAU, G.; JENSEN, M. L. & NAKAI, N. (1962). Geology and isotopic of Sicilian sulfur deposits. *Econ. Geol.*, 57: 410-438.
- DEWEY, J. F.; PITMAN III, W. C.; RYAN, W. B. F. & BONNIN, J. (1973). Plate tectonics and evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 3137-3180.
- DEWEY, J. F.; HELMAN, M. L.; TURCO, E.; HUTTON, D. H. W. & KNOTT, S. D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. En "Alpine Tectonics", Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G. (Eds.). *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 45: 265-283.
- DICKSON, J. A. D. (1990). Carbonate mineralogy and chemistry. En "Carbonate sedimentology", Tucker, M. E. & Wright, V. P. (Eds.). Blackwell Sci. Publ. 284-313.
- DOCKAL, J. A. (1988). Thermodynamic and kinetic description of dolomitization of calcite and calcitization of dolomite (dedolomitization). *Carbonates and evaporites*, 3: 125-141.
- DREVER, J. I. (1982). The geochemistry of natural waters. Prentice Hall, New York. 388 pp.
- DUCHAFOUR, P. (1984). Edafología 1.- Edafogénesis y Clasificación. Paris Masson, S.A. 493 pp.
- DUMAS, D. (1988). Le Paléogène salifère du Bassin de Valence (Sud est de la France). Géométrie et sédimentologie des dépôts. Synthèse de bassin. Tesis Doctoral. Université Claude Bernard. Lyon I. 293 pp.
- DURNEY, D. W. & RAMSAY, J. G. (1973). Incremental strain measured by syntectonic crystal growth. En "Gravity and tectonics", DeJongh, K. A. & Scholten, R. (Eds.). John Wiley & Sons, New York. 67-96.
- DUTKIEWICZ, A. & VON DER BORCH, C. C. (1995). Lake Greenly, Eyre Peninsula, South Australia: sedimentology, palaeoclimatic and palaeohydrologic cycles. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 113: 43-56.
- EDINGER, S. E. (1973). The growth of gypsum. An investigation of the factor which affect the size and growth rates of the habit faces of gypsum. *Jour. Cryst. Growth.*, 18: 217-224.
- EMEIS, K. C.; RICHNOW, H. H. & KEMPE, S. (1987). Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*, 34: 595-609.
- EMRICH, K.; EHHALT, D. H. & VOGEL, J. C. (1970). Carbon isotopic fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 8: 363-371.
- ERGUN, O. N. (1977). Sedimentology of tertiary evaporites. Ugurludag area. Cankiri-Corum Basin. Turkey. Tesis, Imperial College, London. 268 pp.
- ERGUN, O. N. (1988). 'Serefliko'chisar yores, Tuz Gölü güncel evaporit 'cökellerinin sedimantolojik incelemesi . Ondokuz Mayıs Univ. Yayınları. 33: 1-73.
- ESTEBAN, M. (1982). Discussion. Comments on "Petrology of recent caliche, pisolites, spherulites, and speleothems deposits from central Texas" by H. S. Chafetz and J. C. Butler. *Sedimentology*, 29: 441-445.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C. (1983). Subaerial exposure. En "Carbonate depositional environments", Scholle, P. A.; Debout, D. G & Moore, C. H. (Eds.). *AAPG Men.*, 33: 1-54.
- ET-TOUTHAMI, M. (1992). Le Trias évaporitique du bassin de Khémisset (Maroc Central). Géométrie des dépôts, évolution sédimentaire et géochimie. Thesis, Univ. Lyon. 242 pp.
- EVAMY, B. D. (1967). Dedolomitization and the development of rhomboedral pores in limestones. *Jour. Sed. Petrol.*, 37: 1204-1215.
- EVANS, G. & SHEARMAN, D. J. (1964). Recent celestine from the sediments of the Trucial Coast of the Persian Gulf. *Nature (London)*, 202: 385-386.

- FERRANDO, P. (1924). Nota preliminar sobre el yacimiento fosilífero de Nombrevilla (Zaragoza). *Publ. Acad. Cienc. Exactas Fís. Quím. Nat. Zaragoza*, 9: 10-13.
- FLÜGEL, E. (1978). Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von kalken. Springer-Verlag, Berlin. 454 pp.
- FLÜGEL, E. (1982). Microfacies analysis of limestones. Springer-Verlag, Berlin. 633 pp.
- FOLK, R. L. & PITTMAN, J. S. (1971). Length-slow chalcedony: A new testament for vanished evaporites. *Jour. Sed. Petrol.*, 41: 498-510.
- FOLKMAN, Y. (1969). Diagenetic dedolomitization in the Albian-Cenomanian Yagur dolomite on Mount Carmel (northern Israel). *Jour. Sed. Petrol.*, 39: 380-385.
- FONTBOTÉ, J. M. (1954). Tectónica comparada de las depresiones del Vallés-penedés y de Calatayud-Teruel. *Curs. y Conf. Inst. "Lucas Mallada"*, 3: 123-130.
- FREYTET, P. et PLAZIAT, J. C. (1965). Importance des constructions algaires dues é des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 679-694.
- FREYTET, P. & PLAZIAT, J. C. (1982). Continental sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. *Contrib. Sediment.*, 12: 213 pp.
- FREYTET, P. et PLET, A. (1991). Les formations stromatolitiques (tufs calcaires) recentes de la région de la Tournus (Saône et Loire). *Geobios*, 24: 123-139.
- FRIEDMAN, I. et O'NEIL, J. R. (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. En "Data of Geochemistry". M. Fleischer (Ed.). *Geol. Surv. Prof. Paper*, 440: 1-12.
- FRIEDMAN, G. M. et SHUKLA, V. (1980). Significance of authigenic quartz euhedra after sulfates: Example from the Lockport Formation (Middle Silurian) of New York. *Jour. Sed. Petrol.*, 50: 1299-1304.
- FRIEDMAN, G. M.; SANDERS, J. E. & KOPASKA-MERKEL, D. C. (1992). Principles of sedimentary deposits. MacMillan Publ. Co., New York. 417 pp.
- FRITZ, R. & KATZ, A. (1972). The sodium distribution of dolomite crystals. *Chem. Geol.*, 72: 170-194.
- FUECHTBAUER, H. und MUELLER, G. (1977). Sedimente und sedimentgesteine. 3rd. Ed., Part II. Schweizerbart, Stuttgart: 784 pp.
- GARBER, R. A.; HARRIS, P. M. & BORER, J. M. (1990). Occurrence and significance of magnesite in Upper Permian (Guadalupian) Tansill and Yates Formation, Delaware Basin, New Mexico. *AAPG Bulletin*, 74: 119-134.
- GARCÍA DEL CURA, M. A. y ORDÓÑEZ, S. (1982). Texturas y estructuras en calizas continentales: un ejemplo de heterogeneidad textural: las rocas carbonáticas de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico y Mineros*, 6: 227-254.
- GARCÍA DEL CURA, M. A.; ORDÓÑEZ, S. Y. y LÓPEZ-AGUAYO, F. (1979). Estudio petrológico de la Unidad Salina de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geol.*, 35: 325-339.
- GARCÍA VEIGAS, J.; FERNÁNDEZ NIETO, C. y ORTÍ, F. (1991). Nota sobre la mineralogía y petrología de la Formación Zaragozana en el sondeo Purasal. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 14: 82-83.
- GEURTS, M. A. (1976). Formation de travertins postglaciaries en Belgique. En "Colloque Types de Crottes et leur répartition regionale", Vogt, T. (Ed.). Strasbourg 9-11 Janier 1975. Université de Louis Pasteur. 76-79.
- GILBERT, G. K. (1894). Sedimentary measurement of Cretaceous time. *Jour. Geol.*, 3: 121-127.
- GOLDSMITH, J. R. & GRAF, D. L. (1958). Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *Amer. Miner.*, 43: 84-101.
- GOLUBIC, S. (1973). The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. En "The Biology of Blue Green Algae", Carr, N. G. & Whitton, B. A. (Eds.). London Blackwell. 434-472.

- GOLUBIC, S. & FISCHER, A. G. (1975). Ecology of calcareous nodules forming in Little Conestoga Creek near Lancaster, Pennsylvania. *Verh. Int. Ver. Limnol.*, 19: 2315-2323.
- GONZÁLEZ LASALA, J. (1854). Noticia sobre la explotación del Sulfato Sódico en Calatayud. *Revista Minera*, 5: 724-727.
- GRACIA, F. J. (1990). Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica Central). Tesis Doctoral, Fac. Ciencias, Univ. Zaragoza (Inédita). 600 pp.
- GRACIA, F. J. (1992). Tectónica pliocena en la Fosa de Daroca (prov. de Zaragoza). *Geogaceta*, 11: 127-129.
- GRACIA, F. J. (1993). Evolución cuaternaria del Río Jiloca (Cordillera Ibérica Central). En "Estudios sobre Cuaternario. Medios sedimentarios, cambios ambientales, hábitat humano", Fumanal, M. P. y Bernabeu, J. (Eds.). 43-51.
- GRACIA, F. J.; GUTIÉRREZ, M. y LERANOS, B. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 135-142.
- GUIMERÁ, J. (1984). Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- GUIMERÁ, J. (1988). Rasgos principales de las estructuras compresivas y distensivas alpinas de las Ibérides orientales. *Comunicaciones Congreso Geológico de España*, 2: 149-152.
- GUIMERÁ, J. et ALVARO, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France, Série 8*: 339-348.
- GUNATILAKA, A.; SALEH, A & AL-TEMEEMI, A. (1980). Plant-controlled supratidal anhydrite from Al-Khiran, Kuwait. *Nature*, 288: 257-260.
- GUSTAVSON, T. C.; SIMPKINS, W. W.; ALHADES, A. & HOADLEY, A. (1982). Evaporite dissolution and development of karst features on the rolling plains of the Texas Panhandle. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 7: 545-563.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. (1996). Geomorphology of the tertiary gypsum formations in the Ebro Depression. *International Symposium on soils with gypsum*, Lleida. p. 1-19.
- GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. (1994a). Geomorfología de la región de Calatayud. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza (Inédita). 302 pp.
- GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. (1994b). Subsistencia kárstica en los materiales neógenos de la fosa de Calatayud. En "Geomorfología en España", Arnáez, J.; García Ruiz, J. M.; Gómez Villar, A. (Eds.). Sociedad Española de Geomorfología, *III Reunión de Geomorfología*. 120-131.
- GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. (1994c). Subsistencia kárstica sinsedimentaria en el sistema aluvial Jalón-Jiloca (Fosa de Calatayud). En "Geomorfología en España", Arnáez, J.; García Ruiz, J. M.; Gómez Villar, A. (Eds.). Sociedad Española de Geomorfología, *III Reunión de Geomorfología*. 133-147.
- GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. (1996). Gypsum karstification induced subsidence: effects on alluvial systems and derived geohazards (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain). *Geomorphology*, 16: 277-293.
- GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F.; ARAUZO, T. y DESIR, G. (1994). Deslizamientos en el escarpe en yesos de Alfajarín. *Cuaternario y Geomorfología*, 8: 57-68.
- GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F.; GRACIA, J. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1996). Consideraciones sobre el final del relleno endorréico de las Fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo. Implicaciones morfo-estratigráficas y estructurales. *IV Reunión de Geomorfología, S.E.G.*, O Castro, La Coruña. 23-43.
- HACKBARTH, D. A. y NASTASA, N. (1979). The hydrogeology of the Athabasca Oil Sands area, Alberta. *Alberta Research Council, Edmonton, Alta., Bulletin*, 38: 39.
- HANSHAW, B. B. & BACK, W. (1979). Major geochemical processes in the evolution of carbonate aquifer systems. *Jour. Hydrol.*, 43: 287- 312.

- HARDIE, L. A. (1967). The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Amer. Miner.*, 52: 171-200.
- HARDIE, L. A. (1968). The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 1279-1301.
- HARDIE, L. A. (1984). Evaporites: Marine or non-marine. *Amer. Jour. Sci.*, 284: 193-240.
- HARDIE, L. A.; SMOOT, J. P. & EUGSTER, H. P. (1978). Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En "Modern and ancient lake sediments", Matter, A. & Tucker, M. E. (Eds.). *Inter. Assoc. Sediment. Spec. Public. n° 2*. Blackwell Scientific Publications London. 7-41.
- HARDIE, L. A.; LOWENSTEIN, T. K. & SPENCER, R. J. (1985). The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. En "Proc. Sixth Int. Symp. on Salt, Toronto, 1983", Schreiber, B. C. & Horner, H. L. (Eds.). Salt Institute, Alexandria. 1: 11-39.
- HARVIE C. E.; MÖLLER N. & WEARE J. H. (1984). The prediction of mineral solubilities in natural waters: The Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₂-H₂O system to high ionic strengths at 25° C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 723-751.
- HAYS, P. D. & GROSSMAN, E. L. (1991). Oxygen isotopes in meteoric cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology*, 19: 441-444.
- HERMAN, J. S. & WHITE, W. B. (1985). Dissolution kinetics of dolomite: effects of lithology and fluid flow velocity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 2017-2026.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1926). Nota sobre la estratigrafía y los mamíferos de Nombrevilla (Zaragoza). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 47: 441-448.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y MELÉNDEZ, B. (1957). Un yacimiento de coprolitos en el Mioceno de Calatayud. *Curs. y Conf. Inst. "Lucas Mallada"*, 4: 163-167.
- HERRERO, J. & PORTA, J. (1987). Gypsiferous soils in the North of Spain. En "Soil micromorphology", Fédoroff, N.; Bresson, L. M. & Courty, M. A. (Eds.). Assoc. Francaise pour l'Etude du Sol, Plaisir, France. 187-192.
- HILGEN, F. J. (1991a). Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. *Earth Planet. Sci. Letters*, 104: 226-244.
- HILGEN, F. J. (1991b). Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth Planet. Sci. Letters*, 107: 349-368.
- HILGEN, F. J.; KRIJGSMAN, W.; LANGEREIS, C. G.; LOURENS, L. J.; SANTARELLI, A. & ZACHARIASSE, W. J. (1995). An astronomical (polarity) time scale for the late Miocene. *Earth Planet. Sci. Letters*, 136: 495-510.
- HOEFS, J. (1987). Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, New York. 241 pp.
- HOLAIL, H.; LOHMANN, K. C. & SANDERSON, I. (1988). Dolomitization and dedolomitization of Upper Cretaceous carbonates: Bahariya Oasis, Egypt. En "Sedimentology and geochemistry of dolostones", Shukla, V. & Baker, P. A. (Eds.). *S. E. P. M. Spec. Pap.*, 43: 191-207.
- HOLLIDAY, D. W. (1968). Early diagenesis in Middle Carboniferous nodular anhydrite of Spitsbergen. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 36: 277-292.
- HOLLIDAY, D. W. (1970). The petrology of secondary gypsum rocks: a review. *Jour. Sed. Petrol.*, 40: 734-744.
- HOYOS, M. & LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. (1985). Iberic Depression. En "Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps", Steininger, F. F.; Senes, J.; Kleeman, K. y Rögl, F. (Eds.). *Intern. Geol. Correl. Program.*, Project 25, 2: 27.
- HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J. L. y AGUIRRE, E. (1979). Estudio geomorfológico de los alrededores de Calatayud (Zaragoza). *Actas III Reunión Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*. 149-160.
- HOYOS, M.; DOBLAS, M.; SÁNCHEZ MORAL, S.; CAÑAVERAS, J. C.; ORDÓÑEZ, S.; SESE, C.; SANZ-RUBIO, E. & MAHECHA, V. (1996). Hydration diapirism: a climate-related initiation of evaporite

- mounds in two continental Neogene basins in Central Spain. En "Salt Tectonics", Blundell, G. I. & Davison, I. (Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 100: 49-63.
- HOYOS, M.; GILLOT, P. Y.; SANZ-RUBIO, E.; SOLER, V.; SÁNCHEZ-MORAL, S. y CAÑÁVERAS, J. C. (1998). El volcanismo de Nuévalos Zaragoza: Situación morfoestructural y edad. *Estudios Geol.*, 54: 103-107.
- HOYOS, M.; SANZ-RUBIO, E.; SÁNCHEZ-MORAL, S.; CAÑÁVERAS, J. C. y CALVO, J. P. (1998). Updating of the stratigraphy and evaluation of climatic and/or tectonic influence in the sedimentary ruptures of the Calatayud Basin (NE Spain). En "Sedimentology at the dawn of the third millennium", Cañaveras, J. C.; García del Cura, M. A. y Soria, J. (Eds.). *15th International Sedimentological Congress*, April 12-17, 1998. Alicante, Spain. 435.
- HSÜ, K. J. & SIEGENTHALER, C. (1969). Preliminary experiments and hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, 12: 11-25.
- HUDSON, J. D. (1977). Stable isotopes and limestone lithification. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 133: 637-660.
- HUNT, C. B. & WASHBURN, A. L. (1966). Hydrologic Basin Death Valley California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 494-B.
- IGME (1971a). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 32 (Zaragoza) del Mapa geológico Nacional a escala 1:200.000. 33 pp.
- IGME (1971b). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa geológico Nacional a escala 1:200.000. 53 pp.
- IGME (1974). Investigación Yesos Duero-Ebro. Plan Nacional de Minería, Madrid (Informe inédito). Vol 1-2.
- IGME (1980a). Estudio preliminar de los yacimientos e indicios de sulfato sódico natural en España. Informe del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME (1980b). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 410 (La Almunia) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. 40 pp.
- IGME (1981). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 409 (Calatayud) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. 44 pp.
- IGME (1983a). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 437 (Ateca) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. 67 pp.
- IGME (1983b). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 438 (Paniza) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. 80 pp.
- ILIC, M. (1968). Problems of the genesis and genetic classification of magnesite deposits. *Geol. Carpathica*, 19: 149-160.
- INGERSON, E. (1968). Deposition and geochemistry work sessions. En "Saline deposits", Mattox, R. B. (Ed.). *Geol. Soc. American Spec. Paper*, 88: 671-681.
- INGLES, M. & ANADÓN, P. (1991). Relationship of clay minerals to depositional environment in the non-marine Eocene Pontils Group, SE Ebro Basin (Spain). *Jour. Sed. Petrol.*, 61: 926-939.
- IRION, G. & MÜLLER, G. (1968a). Huntite, dolomite, magnesite and polyhalite of recent age from Tuz Gölü, Turkey. *Nature*, 220: 1309-1310.
- IRION, G. & MÜLLER, G. (1968b). Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the schwäbische Alb, Germany. En "Carbonate Sedimentology in Central Europe", Müller, G. & Friedman, G. M. (Eds.). Springer-Verlag. 157-171.
- ISHIKAWA, M. & ICHIKUNI, M. (1984). Uptake of sodium and potassium by calcite. *Chem. Geol.*, 42: 137-146.
- JACKSON, T. A. & BISCHOFF, J. L. (1971). The influence of aminoacids on the kinetics of the recrystallization of aragonite to calcite. *Jour. Geol.*, 79: 493-497.

- JACOBS, L.; SWENNEN, R.; VAN ORSMAEL, J., NOTEBAERT, L. & VIAENE, W. (1982). Occurrences of pseudomorphs after evaporitic mineral in the Dinantian carbonate rocks of the eastern part of Belgium. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, 91: 105-123.
- JAMES, N. P.; BONE, Y. & KYSER, T. K. (1993). Shallow burial dolomitization and dedolomitization of mid-Cenozoic, cool-water, calcitic, deep-shelf limestones, southern Australia. *Jour. Sed. Petrol.*, 63: 528-538.
- JAVOR, B. J. (1985). Nutrients and ecology of the Western Salt and Exportadora de Sal saltern brines. En "Proc. Sixth Int. Symp. on Salt, Toronto, 1983", Schreiber, B. C. y Horner, H. L. (Eds.). Salt Institute, Alexandria. 1: 195-205.
- JENNINGS, J. N. (1968). Syngenetic karst in Australia. Contr. to the Study of Karst. *Dept. Geography Publ.*, G15.
- JONES, F. G. & WILKINSON, B. H. (1978). Structure and growth of lacustrine pisoliths from Recent Michigan marl lakes. *Jour. Sed. Petrol.* 48: 1103-1110.
- JONES, B.; PLEYDELL, S. M.; NG, K. C. & LONGSTAFFE, F. J. (1989). Formation of poikilotopic calcite-dolomite fabrics in the Oligocene-Miocene Bluff Formation of Grand Cayman, British West Indies. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 37: 256-265.
- JONES, B. & RENAUT, R. W. (1996). Noncrystallographic calcite dendrites from hot spring deposits at Lake Bogoria, Kenya. *Jour. Sed. Research*, A65: 154-169.
- JULIÁ, R. (1983). Travertines. En "Carbonate depositional environments", Scholle, P. A.; Debout, D. G. & Moore, C. H. (Eds.). *AAPG Mem.*, 33: 64-72.
- JULIVERT, M. (1954). Observaciones sobre la tectónica de la Depresión de Calatayud. Arrahona, Museo de Sabadell. 1-18.
- KASTNER, M. (1970). An inclusion hourglass pattern in synthetic gypsum. *Amer. Miner.*, 55: 2128-2130.
- KASTNER, M. (1982). When does dolomitization occur and what controls it?. *11th Intl. Congr. Sed. (Abst.)*. Hamilton, Ontario, Canada. 124.
- KATZ, A. (1973). The interaction of magnesium with calcium during calcite crystal growth at 25°-90° and one atmosphere. *Jour. Sed. Petrol.*, 37: 1536-1586.
- KEELING, C. D. (1961). The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 24: 279-298.
- KELTS, K. & HSÜ, K. J. (1978). Freshwater carbonates sedimentation. En "Physics and chemistry of lakes", Lerman, A. (Ed.). Springer-Verlag. New York. 295-324.
- KEMPE, S. & EMEIS, K. (1985). Carbonate chemistry and the formation of Plitvice Lakes. En "Transport of carbon and minerals in major world rivers. Pt 3", Degens, E. T.; Kempe, S. y Herrera, R. (Eds.). *Mitt. Geol.-Paléont. Inst. Univ. Hamburg (SCOPE/UNEP Sonderbd.)*, 58: 351-383.
- KENDALL, A. C. (1985). Radiaxial fibrous, calcite: a reapraisal. En "Carbonate cements", Schneidermann, N. & Harris, P. M. (Eds.). *S. E. P. M. Spec. Publ.*, 36: p. 59-77.
- KENDALL, A. C. & TUCKER, M. E. (1973). Radiaxial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology*, 12: 279-299.
- KENDALL, C. G. ST. C. & WARREN, J. (1987). A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, 34: 1007-1027.
- KENNY, R. (1992). Origin of disconformity dedolomite in the Martin Formation (Late Devonian, northern Arizona). *Sedim. Geol.*, 78: 137-146.
- KENT, D. V.; OLSEN, P. E. & WITTE, W. K. (1995). Late Triassic-earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America. *Jour. Geophys. Res.*, 100: 14965-14998.
- KHALAF, F. I. (1990). Occurrence of phreatic dolocrete within Tertiary clastic deposits of Kuwait, Arabian Gulf. *Sedim. Geol.*, 68: 223-239.

- KINSMAN, D. J. J. (1966). Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. En "Second symposium on salt", Rau, J. L. (Ed.). *Geol. Soc.*, 1: 302-326.
- KINSMAN, D. J. J. (1974). Calcium sulphate mineral of evaporite deposits: their primary mineralogy. *4th Int. Symposium on Salt, Northern Ohio*. 343-348.
- KIRKLAND, D. W. & EVANS, R. (1976). Origin of Limestone Buttes, Gypsum Plain, Culherson County, Texas. *AAPG Bulletin*, 60: 2005-2018.
- KITANO, Y. (1962). A study of polymorphic formation of calcium carbonate in thermal springs with emphasis of the effects of temperature. *Chem. Soc. of Japan Bull.*, 35: 1980-1985.
- KITANO, Y.; PARK, K. & HOOD, D. W. (1962). Pure aragonite synthesis. *Jour. Geophys. Res.*, 67: 4873-4874.
- KITANO, Y.; OKUMURA, M. & IDOGAKI, M. (1975). Incorporation of sodium, chloride and sulfate with calcium carbonate. *Geochem. Jour.*, 84: 75-84.
- KRALIK, M.; AHARON, P.; SCHROLL, E. & ZACHMANN, D. (1989). Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites: a review. En "Magnesite, Geology, Mineralogy, Geochemistry, formation of Mg-carbonates", Müller, P. (Ed.). *Monograph Series on Mineral Deposits*, 28: 197-223.
- KRIJGSMAN, W.; LANGEREIS, C. G.; DAAMS, R. & VAN DER MEULEN, A. J. (1994). Magnetostratigraphic dating of the Middle Miocene climate change in the continental deposits of the Aragonian type area in the Calatayud-Teruel basin (Central Spain). *Earth Planet. Sci. Letters*, 28: 513-526.
- KRIJGSMAN, W.; GARCÉS, M.; LANGEREIS, C. G.; DAAMS, R.; VAN DAM, J.; VAN DER MEULEN, A. J.; AGUSTÍ, J. & CABRERA, L. (1996). A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 142: 367-380.
- KRUMBEIN, W. E. (1979). Calcification by bacteria and algae. En "Biogeochemical cycling of mineral-forming elements", Trundinger, P. A. & Swaine, P. J. (Eds). Elsevier. 47-68.
- KRUMBEIN, W. E. & COHEN, Y. (1977). Primary production, mat formation, and lithification: Contribution of oxygenic and facultative anoxygenic cyanobacteria. En "Fossil Algae", Flugel, E. (Ed.). New York, Springer-Verlag. 37-56.
- LAHAN, R. W. (1978). A chemical model for calcite crystal growth and morphology. *Jour. Sed. Petrol.*, 48: 337-344.
- LAND, L. S. & HOOPS, G. K. (1973). Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to salinity of diagenetic solutions. *Jour. Sed. Petrol.*, 43: 614-617.
- LAND, L. S. & PREZBINDOWSKI, D. R. (1981). The origin and evolution of saline formation water, lower Cretaceous carbonates, south-central Texas. *Jour. Hydrol.*, 54: 51-74.
- LANGBEIN, R. (1968). Zur Petrologie des Anhydrits. *Chem. Erde.*, 27: 1-38.
- LANGBEIN, R. (1979). Petrologische Aspekte der Anhydritbildung. *Zeit. Geol. Wissenschaften*, 7: 913-926.
- LAST, W. M. (1990). Lacustrine Dolomite -an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences. *Earth Sci. Reviews*, 27: 221-263.
- LAST, W. M. (1992). Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin Lake, a saline maar lake, Southern Australia. *Sedim. Geol.*, 81: 215-229.
- LAST, W. M. & DE DECKKER, P. (1990). Modern carbonate sedimentology of two saline volcanic maar lakes, Southern Australia. *Sedimentology*, 37: 967-981.
- LAYA, H.; BENAYAS, J. y MARFIL, R. (1993). Yesos lenticulares de origen detrítico en suelos de la España central. *Cuaternario y Geomorfología*, 7: 49-56.
- LEINFELDER, R. R. & HARTKOFF-FRÖDER, C. (1990). In situ accretion mechanism of concavo-convex lacustrine oncoids ("Swallow nests") from the Oligocene of the Mainz Basin, Rhineland, FRG. *Sedimentology*, 37: 287-230.

- LOHMANN, K. C. (1988). Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. En "Paleokarst", James, N. J. & Choquette, P. W. (Eds). Springer-Verlag. 58-80.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTÍ, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C. & TORRES, T. (1987). Approach to the Spanish continental Neogene Synthesis and Palaeoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar. Proceedings of the VIII th R.C.M.N.S. Congress*, LXX: 383-391.
- LORAH, M. M. & HERMAN, J. S. (1988). The chemical evolution of a travertine depositing stream: geochemical processes and mass transfer reactions. *Water Resour. Res.*, 24: 1541-1552.
- LOTZE, F. (1928). Über Analogien zwischen den Faziesverhältnissen des Tertiärbeckens von Calatayud (Spanien) und des deutschen Zechsteinbeckens. *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 80: 151-158.
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math, phys.*, kl. n. F. 14 (2): 1-320.
- LOUCKS, R. G. & LONGMAN, M. W. (1982). Lower cretaceous Ferry Lake anhydrite, Fairway Field, East Texas: product of shallow-subtidal deposition. En "Depositional and diagenetic spectra of evaporites", Handford, C. R. Loucks, R. G. & Davies, G. R. (Eds.). *S. E. P. M. Core Workshop n° 3*, Calgary. 130-137.
- LOWE, D. R. & LOPPICCOLO, L. D. (1974). The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Jour. Sed. Petrol.*, 44: 484-501.
- LOWENSTEIN, T. (1982). Primary features in a potash evaporite deposit, the Permian Salado Formation of West Texas and New Mexico. En "Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites. A core workshop", Handford, C. R.; Loucks, R. G. & Davies, G. R. (Eds.). *S. E. P. M. Core Workshop n° 3*, Calgary. 276-304.
- LOWENSTEIN, T. (1987). Evaporite depositional fabrics in the deeply buried jurassic Buckner Formation, Alabama. *Jour. Sed. Petrol.*, 57: 108-116.
- LOWENSTEIN, T. & HARDIE, L. A. (1985). Criteria for the recognition of salt pan evaporites. *Sedimentology*, 32: 627-644.
- LUCIA, F. J. (1961). Dedolomitization in the Tansill (Permian) Formation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72: p. 1107-1110.
- MACHEL, H. G. (1985). Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins. *Sedimentology*, 32: 443-454.
- MACHEL, H. G. (1986). Limestone diagenesis of Upper Devonian Nisku carbonates in the subsurface of central Alberta. *Can Jour. Earth Sci.*, 23: 1804-1822.
- MAESTRO, A.; CORTÉS, A. y CASAS, A. M. (1997). Pliegues y cabalgamientos terciarios en el sector noroccidental de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). En "Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico", Calvo, J. P. y Morales, J. (Eds.). Dpto. de Petrología y Geoquímica (Universidad Complutense de Madrid) y Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid. 113-116.
- MAGEE, J. W. (1991). Late Quaternary lacustrine, groundwater, aeolian and pedogenic gypsum in the Drungle lakes, southern Australia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 84: 3-42.
- MALDONADO, A. y RIBA, O. (1969). Cuenca de Calatayud y Sierra de Armantes. *Mem. V Reunión Grupo Español de Sedimentología*.
- MANDADO, J. (1987). Litofacies yesíferas del sector aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro, petrogénesis y geoquímica. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Inédita. 443 pp.
- MARÍN, A. (1932). Sondeos de Investigación de sales potásicas. *Boletín de sondeos*. Tomo III.
- MARSHALL, J. D. (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol. Mag.*, 129: 143-160.
- MARTÍN DONAYRE, F. (1874). Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 1-126.

- MARTÍN-SERRANO, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 337-351.
- MAYAYO, M. J.; BAULUZ, B.; LÓPEZ-GALINDO, A. & GONZÁLEZ-LÓPEZ, J. M. (1996). Mineralogy and geochemistry of the carbonates in the Calatayud Basin (Zaragoza, Spain). *Chem. Geol.*, 130: 123-136.
- McCREA, J. M. (1950). The isotopic chemistry of carbonates and palaeotemperature scale. *Jour. Chem. Physics*, 18: 849-857.
- McKENZIE, J. A. (1985). Stable-isotope mapping in Messinian evaporative carbonates of central Sicily. *Geology*, 13: 851-854.
- McKENZIE, J. A.; HSÜ, K. J. & SCHNEIDER, J. F. (1980). Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, U. A. E. and its relationship to evaporative dolomite genesis. En "Concepts and models of dolomitization", Zenger, D. H.; Dunham, J. B. & Ethington, R. L. (Eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.*, 28: 11-30.
- MEES, F. (1998). The alteration of glauberite in lacustrine deposits of the Taoudenni-Agorgott basin, northern Mali. *Sedim. Geol.*, 117: 193-205.
- MEIN, P. (1990). Updating of the MN zones. En "European Neogene Mammal Chronology", Lindsay, E.; Fahlbush, V. y Mein, P. (Eds.). Plenum, New York. 73-90.
- MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; PENDÓN, J. G. y VILLENA, J. (1979). Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno Superior. *1ª Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca. Ins. Geol. y Min. de España. 415-425.
- MÜLLER, G.; IRION, G. & FÖRSTNER, V. (1972). Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59: 158-164.
- MENDUIÑA, J.; ORDÓÑEZ, S. & GARCÍA DEL CURA, M. A. (1984). Geología del yacimiento de glauberita de Cerezo del Río Tirón (Provincia de Burgos). *Bol. Geol. Min.*, t. XCV (I): 33-51.
- MILANKOVITCH, M. (1941). Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serb. Acad. Sci., Spec. Publ.*, 133 pp.
- MOIOLA, R. J. & GLOVER, E. D. (1965). Recent anhydrite from Clayton Playa, Nevada. *Amer. Miner.*, 50: 2063-2069.
- MOISSENET, E. (1983). La Cordillera Ibérica. En "Libro Jubilar J. M. Ríos: Geología de España", I. G. M. E., Vol II: 423-446.
- MONTY, C. L. V. (1976). The origin and development of cryptalgal fabrics. En "Stromatolites", Walter, M. R. (Ed.). Elsevier, Amsterdam, New York. 193-249.
- MONTY, C. L. V. & MAS, J. R. (1979). Lower Cretaceous (Wealden) blue-green algal deposits of the province of Valencia, eastern Spain. En "Phanerozoic Stromatolites", Monty, C. L. V. (Ed.). Springer-Verlag, Berlín. 85-120.
- MOORE, G. W. (1956). Aragonite speleothems as indicators of paleotemperature. *Amer. Jour. Sci.*, 254: 746-753.
- MORSE, J. W. & MACKENZIE, F. T. (1990). Geochemistry of sedimentary carbonates. *Devs. in Sedimentology*, 48. Elsevier. 705 pp.
- MOSSLER, J. H. (1971). Diagenesis and dolomitization of Swope Formation (upper Pennsylvanian) southeast Kansas. *Jour. Sed. Petrol.*, 41: 962-970.
- MUCCI, A. (1987). Influence of temperature on the composition of magnesian calcite overgrowths precipitated from seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 1977-1984.
- MUELLER, G. (1962). Zur geochemie des strontiums in ozeanischen evaporiten unter besonderer berücksichtigung der sedimentären cölestinlagerstätte von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg). *Geologie Beih.*, 11: 1-90.

- MUIR, M.; LOCK, D. & VON DER BORCH, C. C. (1980). The Coorong model for penecontemporaneous dolomite formation in the Middle Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia. *Soc. Econ. Paleont. Mineral Spec. Pub.*, 28. Zenger, D. H.; Dunham, J. B. & Ethington, R. L. (Eds.). 51-67.
- MURPHY, D. H. & WILKINSON, B. H. (1980). Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, 27: 123-135.
- NEEV, D. & EMERY, K. O. (1967). Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. *Bull. Israel Geol. Surv.*, 41: 147.
- NICKEL, E. (1983). Environmental significance of freshwater oncoids, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. En "Coated Grains", Peryt, T. (Ed.). Springer-Verlag. 308-329.
- OLSEN, P. E. & KENT, D. V. (1996). Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 122: 1-26.
- OOMORI, T.; KANESHIMA, K. & MAEZATO, Y. (1987). Distribution coefficient of Mg^{2+} ions between calcite and solution at 10-50°C. *Mar. Chem.*, 20: 327-336.
- ORDÓÑEZ, S. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1977). Facies oncolíticas en medio continental: Aplicación al sector SE de la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, 33: 459-466.
- ORDÓÑEZ, S. y GONZÁLEZ, J. A. (1979). Formaciones tobáceas del valle del Río Tajuña entre Brihuega y Masegoso (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geol.*, 35: 205-212.
- ORDÓÑEZ, S. & GARCÍA DEL CURA, M. A. (1983). Recent and tertiary fluvial carbonates in Central Spain. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6: 485-497.
- ORDÓÑEZ, S. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1992). El sulfato sódico natural en España: Las sales sódicas de la Cuenca de Madrid. En "Recursos minerales de España", García Guinea, J. y Martínez Frías, J. (Coord.). *Textos Universitarios* nº 15, C. S. I. C. 1229-1250.
- ORDÓÑEZ, S. & GARCÍA DEL CURA, M. A. (1994). Deposition and diagenesis of sodium-calcium sulphate salts in the tertiary saline lakes of the Madrid Basin, Spain. En "Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes", Renaut, R. W. & Last, W. M. (Eds.). *S. E. P. M. Special Publication*, 50: 229-238.
- ORDÓÑEZ, S.; GONZÁLEZ MARTIN, J. A. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1980). Carbonatos fluviales de la Mesa de Ocaña-Tarancón. *Actas del IX Cong. Nac. de Sedimentología*, V (I): 277-288.
- ORDÓÑEZ, S.; CALVO J. P.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; ALONSO-ZARZA, A. M. & HOYOS, M. (1991). Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays from the Tertiary Madrid Basin (Spain). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 13: 39-55.
- ORTÍ, F. (1977). Aproximación al estudio petrográfico de las microestructuras de las rocas de yeso secundario y a su origen. *Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 32: 87-152.
- ORTÍ, F. (1982). Características deposicionales y petrológicas de las secuencias evaporíticas continentales en las cuencas terciarias peninsulares. *Temas Geológico Mineros*, 6: 485-508.
- ORTÍ, F. (1987). La zona de Vilel-Cascante-Javalambre. Introducción a las formaciones evaporíticas y al volcanismo jurásico. En "XXI Curso de Geología Práctica de Teruel", Gutiérrez-Elorza, M. y Meléndez, A. (Eds.). 56-95.
- ORTÍ, F. y ROSELL, L. (1981). Fábricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada. *Acta Geol. Hisp.*, 16: 235-255.
- ORTÍ, F. y SALVANY, J. M. (1990). Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y la zona de Levante. ENRESA. 306
- ORTÍ, F. y ROSELL, L. (1991). Prácticas de petrografía de rocas sulfatadas evaporíticas. En "Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos", Pueyo, J. J. (Coord.). Publ. Univ. Barcelona. 87-118.

- ORTÍ, F. y SALVANY, J. M. (1991). Depósitos de glauberita en España: aspectos sedimentológicos y petrológicos generales. En "Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos", Pueyo, J. J. (Coord.). Publ. Univ. Barcelona. 193- 230.
- ORTÍ, F. y ROSELL, L. (1994). Origen glauberítico del cuerpo central de los yesos de Calatayud. *Comunicaciones II Congreso del Grupo Español del Terciario*. 255-258.
- ORTÍ, F. y HELVACI, C. (1995). Glauberita-Thenardita de la Formación Kirmir (Neógeno, Cuenca Beypazari, Turquía). *Geogaceta*, 18: 187-190.
- ORTÍ, F.; PUEYO, J. J. y SAN MIGUEL, A. (1979). Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarubia de Santiago, Toledo (Terciario continental de la Cuenca del Tajo). *Bol. Geol. Min.*, 94: 347-373.
- ORTÍ, F.; SALVANY, J. M.; QUADRAS, M. & PUEYO, J. J. (1986). Glauberite growths in playa-lake environments (Tertiary of the Ebro Basin. Alcanadre-Arrúbal zone). En "International Symposium on Crystal Growth Processes in Sedimentary Environments", Ortí, F. (Ed.). 16-22 March 1986, Granada. 142-143.
- ORTÍ, F.; SALVANY, J. M.; ROSELL, L. e INGLES, M. (1989). Sistemas lacustres evaporíticos del Terciario de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 6: 103-104.
- ORTÍ, F.; ROSELL, L. y SALVANY, J. M. (1992). Depósitos evaporíticos en España: Aspectos geológicos y recursos. En "Recursos minerales de España", García Guinea, J. y Martínez Frías, J. (Coord.). *Textos Universitarios* nº 15, C. S. I. C. 1171-1209.
- ORTÍ, F.; ROSELL, L.; FALICK, A. E. y UTRILLA, R. (1994). Yesos de Calatayud: aplicación del estudio de facies y geoquímica de sulfatos al conocimiento de un sistema evaporítico. *Geogaceta*, 15: 74-77.
- ORTÍ, F.; ROSELL, L. y LASCORZ, A. (1995). Fábricas cristalinas del yeso secundario de reemplazamiento de Glauberita: aplicación en prospección de sulfato sódico. *Geogaceta*, 17: 49-52.
- OSBORNE, R. H.; LICARI, G. R. & LINK, M. H. (1982). Modern lake stromatolites, Walker Lake, Nevada. *Sedim. Geol.*, 32: 39-61.
- OWEN, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. En "Deformation of sediments and sedimentary rocks", Jones, M. E. & Preston, M. F. (Eds.). *Jour. Geol. Soc. (London), Spec. Publ.*, 29: 24-29.
- O'NEIL, J. R. & BARNES, I. (1971). $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ compositions in some freshwater carbonates associated with ultramafic rocks and serpentinites: Western United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35: 687-697.
- PALACIOS, P. (1892). Reseña geológica de la región meridional de la prov. de Zaragoza. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 19: 1-112.
- PARÉS, J. M.; BANDA, E. & SANTANACH, P. (1988). Paleomagnetic results from the southeastern margin of the Ebro Basin (northeastern Spain): evidence for a Tertiary clockwise rotation. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 52: 267-282.
- PEDLEY, M. (1980). The occurrence and sedimentology of a Pleistocene travertine in the Fiddien Valley, Malta. *Proc. Geol. Ass. Lond.*, 91: 195-202.
- PEDLEY, M. (1987). The Flandrian (Quaternary) Caerwys tufa, North Wales: an ancient barrage tufa deposit. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 46: 141-152.
- PEDLEY, M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedim. Geol.*, 68: 143-154.
- PEDLEY, M. (1992). Freshwater (Phytoherm) reefs. The role of biofilms and their bearing on marine reef cementation. *Sedim. Geol.*, 79: 255-274.
- PEDLEY, M. (1993). Sedimentology of the late Quaternary barrage tufas in the Wye and Iathkill valleys, North Derbyshire. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 49: 197-206.
- PENTECOST, A. (1978). Blue-green algae and freshwater carbonate deposits. *Proc. R. Soc. London, B* 200: 43-61.

- PENTECOST, A. (1985). Association of cyanobacteria with tufa deposits: Identity, enumeration, and nature of the sheath material revealed by histochemistry. *Geomicrobiology Journal*, 4: 285-298.
- PENTECOST, A. & RIDING, R. (1986). Calcification in cyanobacteria. En "Biomineralization in Lower Plants and Animals", Riding, R.; Leadbeater, B. S. C. (Eds.). Systematics Association, Special Volume. 73-90.
- PENTECOST, A. & LORD, T. (1988). Postglacial tufas and travertines from the Craven district of Yorkshire. *Cave Science*, 15: 15-19.
- PERRY, E. C. & TAN, F. C. (1972). Significance of oxygen and carbon isotope variations in early Precambrian cherts and carbonate rocks of southern Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83: 647-664.
- PEÑA, J.L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984). Geomorfología de la Provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses. Excm. Diputación Provincial de Teruel, 149 pp.
- PERTHUISOT, J. P. (1977). La Sebkha de Doukhane (Qatar) et la transformation gypse->anhydrite+eau. *Bull. Soc. Geol. France*, 5: 1145-1149.
- PETROV, V. P.; VAKANJAC, B.; JOKSIMOVIC, D.; ZEKIC, M. & LAPCEVIC, I. (1980). Magnesite deposits of Serbia and their origin. *Inter. Geol. Rev.*, 22: 497-510.
- PIERRE, C. (1982). Teneurs en isotopes stables (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{34}S) et conditions de genèse des évaporites marines: application à quelques milieux actuels et au Messinien de la Méditerranée. Tesis Doctoral. Université Paris-Sud, Orsay. 266 pp.
- PIERRE, C. & ROUCHY, J. M. (1985). Carbonate pseudomorphs after gypsum/anhydrite deposits: petrography and stable isotopes investigations in search of mechanisms of diagenesis. *6th Eur. Reg. Meeting of Sedimentology*. Lleida. 361.
- PIERRE, C. & ROUCHY, J. M. (1988). Carbonate replacements after sulfate evaporites in the Middle Miocene of Egypt. *Jour. Sed. Petrol.*, 58: 446-456.
- PLATT, N. H. (1992). Fresh-water carbonates from the Lower Freshwater Molasse (Oligocene, western Switzerland): sedimentology and stable isotopes. *Sedim. Geol.*, 78: 81-99.
- PLATT, N. H. & WRIGHT, V. P. (1991). Lacustrine carbonates. Facies models, facies distribution and hydrocarbon aspects. En "Lacustrine facies analysis", Anadón, P.; Cabrera, L. & Kelts, K. (Eds.). *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 13: 35-72.
- PLATT, N. H. & WRIGHT, V. P. (1992). Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards and exposure index for the fresh-water environment?. *Jour. Sed. Petrol.*, 62: 1058-1071.
- PLUMMER, L. N. (1977). Defining reactions and mass transfer in part of the Floridan aquifer. *Water Resour. Res.*, 13: 801-812.
- PLUMMER, L. N.; PARKHURST, D. L.; FLEMING, G. W. & DUNKLE, S. A. (1988). PHRQPITZ, a computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines. *U. S. Geol. Surv. Water Resources Investigation*, 88: 310 pp.
- PLUMMER, L. N.; BUSBY, J. F.; LEE, R. W. & HANSHAW, B. B. (1990). Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota. *Water Resour. Res.*, 26: 1981-2014.
- POZO, M. y LEGUEY, S. (1987). Génesis de jarosita en paleosuelos de las facies centrales de la Cuenca del Duero. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 10: 110.
- PUEYO MUR, J. J. & INGLES, M. (1987). Magnesite formation in recent playa lakes, Los Monegros, Spain. En "Diagenesis of sedimentary sequences", Marshall, J. D. (Ed.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 36: 119-122.
- PURSER, B. H. (1985a). Coastal evaporite systems. En "Hypersaline ecosystems", Friedman, G. M. & Krumbein, W. E. (Eds.). Springer-Verlag, Berlín. 72-102.
- PURSER, B. H. (1985b). Dedolomite porosity and reservoir properties of Middle Jurassic carbonates in the Paris basin, France. En "Carbonate petroleum reservoirs", Roehl, P. O. & Choquette, P. W. (Eds.). 343-355.

- QUIROGA, F. (1885). Limburgita de Nuévalos (Zaragoza). *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 75-93.
- RAMSAY, J. G. & HUBERT, M. I. (1983). The techniques of modern structural Geology. Academic Press, London. 1: 307 pp.
- RAO, V. P. (1990). On the occurrence of caliche pisolites from the western continental shelf of India. *Sedim. Geol.*, 69: 13-19.
- RAUCH, H. W. & WHITE, W. B. (1977). Dissolution kinetics of carbonate rocks, 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resour. Res.*, 13: 381-394.
- RAVEN, J. A. (1980). Nutrient transport in microalgae. En "Advances in Microbial Physiology", Rose, A. H. & Morris, J. G. (Eds.). New York, Academic Press. 21: 47-225.
- REBELLE, M. (1987). Phénomènes de renplazement sulfate-carbonate dans certains facies carbonatés du bassin évaporitique du Zechstein: pétrographie et géochimie isotopique. *8th Eur. Reg. Meeting of Sedimentology*. I. A. S. Tunis.
- REES, C. E. (1973). A steady-state model for sulphur isotope fractionation in bacterial reduction processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 1141-1162.
- RENAUT, R. (1990). Recent carbonate sedimentation and brine evolution in the saline lake basins of the Cariboo Plateau, British Columbia, Canada. *Hydrobiologia*, 197: 67-81.
- RENAUT, R. (1993). Morphology, distribution, and preservation potential of microbial mats in the hydromagnesite-magnesite playas of the Cariboo Plateau, British Columbia, Canada. *Hydrobiologia*, 267: 75-98.
- RETAILLACK, G. J. (1988). Field recognition of paleosols. En "Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications", Reinhardt, J. & Sigleo, W. R. (Eds.). *Spec. Paper Geol. Soc. Am.*, 216: 1-20.
- RETAILLACK, G. J. (1990). Soils of the past. An introduction to paleopedology. Unwin Hyman, Boston. 520 pp.
- RIBA, O. et RIOS, J. M. (1962). Observations sur la structure du secteur Sud-Ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Mem. Hors Série. Soc. Géol. France. Livre é la Mémoire du Prof. Paul Fallot*, 1: 275-290.
- RICCIONI, R. M., BROCK, P. W. G. & SCHREIBER, B. C. (1996). Evidence for early aragonite in paleo-lacustrine sediments. *Jour. Sed. Research*, 66: 1003-1010.
- RICHTER, G. und TEICHMÜLLER, R. (1933). Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, 7: 1067-1186.
- RIDING, R. (1983). Cianoliths (cianoids) oncoïds formed by calcified cianophytes. En "Coated Grains", Peryt, T. (Ed.). Springer-Verlag. 276-283.
- RODRÍGUEZ ARANDA, J. P. (1994). Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino de la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 474 pp.
- RODRÍGUEZ ARANDA, J. P. y CALVO, J. P. (1995). Yesos bioturbados en sucesiones continentales: facies indicativas de ambientes evaporíticos de moderada salinidad. *Comunicaciones XIII Congreso Español de Sedimentología*, Teruel. 161-162.
- RODRÍGUEZ ARANDA, J. P. y CALVO, J. P. (1998). Trace fossils and ricoliths as a tool for sedimentological and paleoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 140: 383-399.
- RODRÍGUEZ ARANDA, J. P.; CALVO, J. P. y ORDÓÑEZ, S. (1991). Transición de abanicos aluviales a evaporitas en el Mioceno del borde oriental de la cuenca de Madrid (sector Barajas de Melo-Illana). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 33-50.
- ROEHL, P. O. (1967). Stony Mountains (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of recent low energy marine and subaerial carbonates, Bahamas. *AAPG Bull.*, 51: 1979-2032.

- ROEST, W. R. & SRIVASTAVA, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to present. *Geology*, 19: 613-616.
- ROSANSKI, K.; ARAGUAS-ARAGUAS, L. & GONFIANTINI, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. En "Climate Change in Continental Isotopic Records". Swart, P. K., Lohmann, K. C., Mc Kenzie, J. A. & Savin, S. (Eds.). Am. Geophys. Monogr.
- ROSELL, L. & ORTÍ, F. (1992). Geochemical characteristics and facies analysis of a miocene lacustrine gypsum deposit (Calatayud Basin, Zaragoza, Spain). *Abstracts IGCP-324 GLOPALS, Annual Meeting*, Madrid. 39-41.
- ROSEN, M. R. & WARREN, J. K. (1990). The origin and significance of groundwater-seepage gypsum from Bristol Dry Lake, California, USA. *Sedimentology*, 37: 983-996.
- ROSSI, C. (1993). Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior-Eoceno inferior en la Cuenca de Ager (Sierras Marginales, prepirineo de Lérida). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 324 pp.
- ROSSI, C. & CAÑAVERAS, J. C. (en prensa). Pseudospherulitic fibrous calcite in paleo-groundwater, unconformity-related diagenetic carbonates (Paleocene of the Ager Basin and Miocene of the Madrid Basin, Spain). *Jour. Sed. Research*.
- ROUCHY, J. M. (1976). Sur la genèse de deux principaux types de gypse (finement lité et en chevrons) du Miocène terminal de Sicile et d'Espagne méridionale. *Revue de Géographie physique et de Géologie Dynamique*, 18: 347-364.
- ROUCHY, J. M. (1980). The evaporite sequences of the terminal Miocene of Sicily and Southern Spain. En "Evaporite deposits", Editions Technip, Paris. 33-39.
- ROUCHY, J. M. (1982). La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris*, C 50: 267
- ROUCHY, J. M. (1987). Devenir diagenetique des évaporites sulfatés, remplacements minéraux, transformations sulfate-carbonates. TOTAL, informe inédito. 40 pp.
- ROUCHY, J. M. & PIERRE, C. (1987). Authigenic natroalunite in Middle Miocene evaporites from the Gulf of Suez (Gemsa, Egypt). *Sedimentology*, 34: 807-812.
- ROUCHY, J. M.; MONTY, C.; PIERRE, C.; BERNET-ROLLANDE, M. C.; MAURIN, A. et PERTHUISOT, J. P. (1985). Genèse des corps carbonatés diagénétiques par réduction de sulfates dans le Miocène évaporitique du Golfe de Suez et de la Mer Rouge. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301: 1193-1198.
- ROUCHY, J. M.; LAUMONDAIS, A. & GROESSENS, E. (1987). The lower carboniferous (Visean) evaporites in northern France and Belgium: depositional, diagenetic, and deformational guides to reconstruct a disrupted evaporite basin. En "Evaporite Basins", Peryt, T. M. (Ed.). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 13: 31-67.
- ROUCHY, J. M.; BERNET-ROLLANDE, M. C. & MAURIN, A. (1994). Descriptive petrography of evaporites: applications in the field, subsurface and the laboratory. En "Evaporite Sequences in Petroleum Exploration", Ed. Technip, Paris. 70-123.
- ROYO GÓMEZ, J. (1922). El Mioceno continental Ibérico y su fauna malacológica. *Junta Ampl. Est. Inv. Cientif. Museo Nac. C. Nat. Madrid*, 30: 230
- ROYO GÓMEZ, J. (1926). Tectónica del Terciario continental Ibérico. *Bol. Inst. Geol. de España*, 47: 131-168.
- SAIGAL, G. C. & WALTON, E. K. (1988). On the occurrence of displacive calcite in Lower Old Red Sandstone of Carnoustie, Eastern Scotland. *Jour. Sed. Petrol.*, 58: 131-135.
- SALAS, R. & CASAS, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- SALVANY, J. M. (1989). Los sistemas lacustres evaporíticos del sector Navarro-Riojano de la Cuenca del Ebro durante el Oligoceno y Mioceno Inferior. *Acta Geol. Hisp.*, 24: 231-241.

- SALVANY, J. M. y ORTÍ, F. (1992). El yacimiento glauberítico de Alcanadre: Procesos sedimentarios y diagenéticos (Mioceno Inferior, Cuenca del Ebro). En "Recursos minerales de España", García Guinea, J. y Martínez Frías, J. (Coord.). *Textos Universitarios* nº 15, C. S. I. C. 1251-1274.
- SALVANY, J. M. & ORTÍ, F. (1994). Miocene glauberite deposits of Alcanadre, Ebro basin, Spain: sedimentary and diagenetic processes. En "Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes", Renaut, R. W. & Last, W. M. (Eds.). *S. E. P. M. Spec. Publ.*, 50: 203-215.
- SALVANY, J. M.; MUÑOZ, A. & PÉREZ, A. (1994). Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern margin of the Ebro Basin (lower Miocene), Spain. *Jour. Sed. Research*, A64: 190-203.
- SÁNCHEZ-MORAL, S. (1994). Sedimentación salina actual en un lago continental (Laguna de Quero, Toledo). Aplicación de la modelización termodinámica al estudio de secuencias de precipitación salina. Tesis, Universidad Complutense de Madrid. 391 pp.
- SÁNCHEZ-MORAL, S.; HOYOS, M.; ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M. A. y CAÑAVERAS, J. C. (1993). Génesis de Epsomita infiltracional por dedolomitización en ambiente sulfatado árido; Eflorescencias en la Unidad Inferior evaporítica de la Cuenca de Calatayud. *V Congr. Geoquim. España*, Soria. 24-29.
- SÁNCHEZ-MORAL, S.; ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M. A. & HOYOS, M. (1998). Penecontemporaneous diagenesis in continental saline sediments: bloeditization in Quero playa lake (La Mancha, Central Spain). *Chem. Geol.*, 149: 189-207.
- SANZ-MONTERO, E. (1994). Sedimentología de las formaciones neógenas del Sur de la Cuenca de Madrid, con énfasis en los procesos kársticos y edáficos asociados a las rupturas del Plioceno. Tesis, Universidad Complutense de Madrid, 325 pp.
- SANZ-MONTERO, E.; RODRÍGUEZ ARANDA, J. P.; CALVO, J. P. & ORDÓÑEZ, S. (1994). Tertiary detrital gypsum in the Madrid Basin, Spain: criteria for interpreting detrital gypsum in continental evaporite sequences. En "Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes", Renaut, R. W. & Last, W. M. (Eds.). *S. E. P. M. Spec. Publ.*, 5: 217-228.
- SANZ-RUBIO, E.; HOYOS, M.; CAÑAVERAS, J. C.; SÁNCHEZ-MORAL, S.; DOBLAS, M. y LUQUE, L. (1995). Control sedimentario en la deposición de la Unidad Superior fluviolacustre de la Cuenca de Calatayud. *Comunicaciones XIII Congreso Español de Sedimentología*, Teruel. 167-168.
- SANZ-RUBIO, E.; HOYOS, M.; CALVO, J. P.; SÁNCHEZ-MORAL, S. y CAÑAVERAS, J. C. (1997). Paleokarstificaciones y evolución de los sistemas deposicionales miocenos de la Cuenca de Calatayud. En "Itinerarios geológicos en el Terciario", Alcalá, L. y Alonso-Zarza, A. M. (Eds.). 109-134.
- SANZ-RUBIO, E.; HOYOS, M.; SÁNCHEZ-MORAL, S.; CAÑAVERAS, J. C. & ROUCHY, J. M. (1998). Calcitization of Mg-carbonate and Ca-sulfate deposits in a continental tertiary basin, Calatayud Basin (NE Spain). En "Sedimentology at the dawn of the third millennium", Cañaveras, J. C.; García del Cura, M. A. y Soria, J. (Eds.). *15th International Sedimentological Congress*, April 12- 17, 1998. Alicante, Spain. 697.
- SAVIN, S. M.; ABEL, L.; BARRERA, E.; HODELL, P.; KELLER, G.; KENNETT, J. P.; KILLINGLEY, J.; MURPHY, M. & VINCENT, E. (1985). The evolution of Miocene surface and near-surface merine temperatures: oxygen isotopic evidence. En "The Miocene ocean", Kennett, J. P. (Ed.). *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 167: 49-88.
- SAYLES, F. L. & FYFE, W. S. (1973). The crystallization of magnesite from aqueous solution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 78-87.
- SCHNEIDER, J.; SCHROEDER, H. G. & LeCAMPION-ALSUMARD, T. (1983). Algal micro-reefs - coated grains from freshwater environments. En "Coated grains", Peryt, T. M. (Ed.). Springer-Verlag, Berlin. 284-298.
- SCHOLLE, P. A. (1971). Diagenesis of deep-water carbonate turbidites, upper Cretaceous Monte Antola Flysch, northern Apennines, Italy. *Jour. Sed. Petrol.*, 233-250.
- SCHOLLE, P. A.; ULMER, D. S. & MELIM, L. A. (1992). Late-stage calcite in the Permian Capitan Formation and its equivalents, Delaware Basin margin, west Texas and New Mexico: evidence for replacement of precursor evaporites. *Sedimentology*, 39: 207-234.

- SCHREIBER, B. C. (1974). Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Mediterranean basin and their depositional environments. Thesis Renss. Polyt. Inst., New York. 395 pp.
- SCHREIBER, B. C. (1978). Environments of subaqueous gypsum deposition. En "Marine evaporites", Dean, W. E. & Schreiber, B. Ch. (Eds.). *S. E. P. M. Short Course*, 4: 43-73.
- SCHREIBER, B. C.; ROTH, M. S. & HELMAN, M. L. (1982). Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of these forms from diagenetic overprints. En "Depositional and diagenetic spectra of evaporites", Handford, C. R.; Loucks, R. G. & Davies, G. R. (Eds.). *S. E. P. M. Core Workshop* n°. 3, Calgary. 1- 33.
- SHACKLETON, N. J.; BERGER, A. & PELTIER, W. R. (1990). An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 81: 251- 260.
- SHACKLETON, N. J.; CROWTHURST, S.; HAGELBERG, T.; PISIAS, N. G. & SCHNEIDER, D. A. (1996). A new late Neogene time scale: Application to log 138 sites. *Proc. ODP, Sci. Res.*, 138: 73-101.
- SHEARMAN, D. J. (1966). Origin of evaporites by diagenesis. *Trans. Inst. Min. Metal.*, B 75: 208-215.
- SHEARMAN, D. J. & FULLER, J. G. (1969). Anhydrite diagenesis, calcitization and organic laminites, Winnipegosis Formation Middle Devonian, Saskatchewan. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 17: 496-525.
- SHEARMAN, D. J. (1978). Evaporites of coastal sabkha. En "Marine evaporites", Dean, W. E. & Schreiber, B. Ch. (Eds.). *S. E. P. M. Short Course*, 4: 6-42.
- SHEARMAN, D. J. (1983). Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum to anhydrite. *6th Int. Symposium on Salt*, 1: 41-50.
- SHEARMAN, D. J.; MOSSOP, G.; DUNSMORE, H. & MARTIN, M. (1972). Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 81-B: 149-155.
- SHINN, E. A.; ROBBIN, D. M. & STEINEN, R. P. (1980). Experimental compaction of lime sediment. *Book of Abstracts, Am. Assoc. Petroleum Geologists-Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Annual Mtg.*, Denver. 120.
- SIMÓN, J. L. (1980). Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 15: 137- 140.
- SIMÓN, J. L. (1984). Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. *Inst. Estud. Turolenses*. 21-31.
- SIMÓN, J. L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 11: 285-294.
- SIMÓN, J. L. (1990). Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-130.
- SOLÉ SABARIS, L. (1978). La Meseta. En "Geografía de España", De Terán, M. (Ed.). Ariel, Madrid. pp 42-62.
- SOLÉ SABARIS, L. y LLOPIS, N. (1952). Geografía de España y Portugal. Montaner y Simón. Barcelona, 492 pp.
- SONNENFELD, P. (1984). Brines and evaporites. Academic Press, Inc. 613 pp.
- SPENCER, R. J. & LOWENSTEIN, T. M. (1990). Evaporites. En "Diagenesis", McIlreath, I. A. & Morrow, D. W. (Eds.), *Geoscience Canada Reprint Series*, 4: 141-163.
- SPÖTL, C. & BURNS, S. J. (1994). Magnesite diagenesis in redbeds: a case study from the Permian of the Northern Calcareous Alps (Tyrol, Austria). *Sedimentology*, 41: 543-565.
- SRIVASTAVA, S. P.; ROEST, W. R.; KOVACS, L. C.; OAKLEY, G.; LEVESQUE, S.; VERHOEF, J. & MACNAB, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.

- SWENNEN, R.; VIAENE, W.; JACOBS, L. & VAN ORSMAEL, J. (1981). Occurrence of calcite pseudomorphs after gypsum in the lower Carboniferous of the Vesder Region (Belgium). *Bull. Soc. Belge de Géologie*, 90: 231-247.
- SWENNEN, R.; VIAENE, W. & CORNELISSEN, C. (1990). Petrography and geochemistry of the Belle Roche breccia (lower Visean, Belgium): evidence for brecciation by evaporative dissolution. *Sedimentology*, 37: 859-878.
- TALBOT, M. R. (1990). A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 80: 261-279.
- TARUTANI, T.; CLAYTON, R. & MAYEDA, T. K. (1969). The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33: 987-996.
- TAYLOR, R. E. (1937). Water insoluble residue in rock salt of Louisiana salt plugs. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 21: (1268-1310/1496/1594).
- TELLER, J. T.; BOWLER, J. M. & MACUMBER, P. G. (1982). Modern sedimentation in Lake Tyrrel, Victoria, Australia. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 29: 159-175.
- TENA, J. M. y MANDADO, J. A. (1984). Estudio geológico de la cuenca terciaria de Calatayud-Daroca. *Rev. Acad. Ciencias Exac. Fis. Nat. de Zaragoza*, 39: 69-78.
- TENA, J. J.; MANDADO, J. y GISBERT, J. (1979). Síntesis geológica de la Cuenca terciaria de Calatayud. Informe para el Instituto de Estudios Nucleares. 74 pp (ined.).
- THERIAULT, F. & HUTCHEON, I. (1987). Dolomitization and calcitization of the Devonian Grosmont Formation, Northern Alberta. *Jour. Sed. Petrol.*, 57: 955-966.
- TIEDEMANN, R.; SARNTHEIN, M. & SHACKLETON, N. J. (1994). Astronomical time scale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of ODP Site 659. *Paleoceanography*, 9: 619-638.
- TRUC, G. (1978). Lacustrine sedimentation in a evaporitic environment: the Ludian (Palaeogene) of the Morniron basin, southeastern France. En "Modern and ancient lake sediments", Matter, A. & Tucker, M. E. (Eds.). *Inter. Assoc. Sediment. Spec. Public.*, no 2. Blackwell Scientific Publications London. 189-203.
- TRUC, G. (1980). Evaporites in a subsident continental basin (Ludian and Stampian of Morniron-Pernes in southern France). Sequential aspects of deposition primary and their diagenetic evolution. En "Evaporite sediments". Ed. Technip. Paris. 61-71; 234-259.
- TSUI, P. C. & CRUDEN, D. M. (1984). Deformation associated with gypsum karst in the Salt River Escarpment northeastern Alberta. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 21: 949-959.
- TUCKER, M. E. (1978). Gypsum crusts (gypcrete) and patterned ground from northern Iraq. *Z. Geomorph. N. F.*, 22: 89-100.
- TUCKER, M. E. (1991). *Sedimentary Petrology. An Introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 260 pp.
- TURNBRIDGE, I. P. (1984). Facies model for sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentthoe Formation of North Devon, U. K. *Sedimentology*, 31: 697-716.
- ULMER, D. S. (1984). Dedolomitization and calcitization of gypsum in Mississippian Arroyo Peñasco Group, North-Central New Mexico. *Ass. Round Table. A.A.P.G. Ann. Conv. with discussion. San Antonio (Texas). Tech. Prog. Summ. and Abstracts*. 536.
- UTRILLA, R. (1989). Les composicions isotòpiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$) del sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i les illes Balears. Tesis, Universitat de Barcelona. 276 pp.
- UTRILLA, R.; PIERRE, C.; ORTÍ, F. & PUEYO, J. J. (1992). Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. *Chem. Geol. (isotope geoscience section)*, 102: 229-244.

- VAN DER MEULEN, A. J. & DAAMS, R. (1992). Evolution of Early-Middle Miocene rodent faunas in relation to long term palaeoenvironmental changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93: 227-253.
- VANDERVOORT, D. S. (1997). Stratigraphic response to saline lake-level fluctuations and the origin of cyclic nonmarine evaporite deposits: The Pleistocene Blanca Lila Formation, northwest Argentina. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 109: 210-224.
- VEGAS, R.; FONTBOTÉ, J. M. & BANDA, E. (1979). Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. *Proceedings of the Symp. on Evolution and Tect. of the Western Medit. and Surrounding Areas. E. G. S. Viena. Inst. Geog. Nac. Special Publication*, 201: 109-128.
- VIALARD, P. (1983). Le décollement de couverture dans la Chaîne Ibérique méridionale (Espagne): effet des raccourcissements différentiels entre substratum et couverture. *Bull. Soc. Géol. France*, 25: 379-387.
- VILLALTA, J. F. et CRUSAFONT, M. (1947). Les gisements de mammifères du Néogène espagnol. VI. Bassin de Calatayud-Teruel. *C. R. Soc. Géol. France*. 278-280.
- VILLENA, J.; PÉREZ, A.; PARDO, G. y GONZÁLEZ, A. (1991). Sedimentología del Terciario. En "Memoria del Mapa Geológico de España, 1:200.000. Daroca (40)", Gabaldón, V. (Coord.). I. T. G. E., Madrid. 138-175.
- VON DER BORCH, C. C. & LOCK, D. (1979). Geological significance of Coorong dolomites. *Sedimentology*, 26: 813-824.
- VON KOENIGSWALD, G. H. R. & CRUSAFONT, M. (1961). Nuevos yacimientos de mamíferos en la Subdepresión de Calatayud. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 61: 109-114.
- WARREN, J. K. (1982). The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, 29: 609-638.
- WARREN, J. K. (1990). Sedimentology and mineralogy of dolomitic Coorong Lakes, South Australia. *Jour. Sed. Petrol.*, 60: 843-858.
- WARREN, J. K. & KENDALL, C. G. ST. C. (1985). Comparison of sequences formed in Marine Sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings- Modern and Ancient. *AAPG Bulletin*, 69: 1013-1023.
- WARREN, J. K.; HAVHOLM, K. G.; ROSEN, M. R. & PARSLEY, M. J. (1990). Evolution of gypsum karst in the Kirschberg evaporite member near Fredericksburg, Texas. *Jour. Sed. Petrol.*, 60: 721-734.
- WATSON, A. (1983). Chemical sediments and geomorphology. En "Gypsum crusts", Goudie, A. S. & Pye, K. (Eds.). Academic Press, London. 133-161.
- WATSON, A. (1985). Structure, chemistry and origins of gypsum crusts in Southern Tunisia and the Central Namibia Desert. *Sedimentology*, 32: 855-875.
- WATTS, N. L. (1978). Displacive calcite: Evidence from recent and ancient calcretes. *Geology*, 6: 699-703.
- WEIJERMARS, R.; MULDER-BLANKEN, C. W. & WIEGERS, J. (1986). Growth rate observation from the moss-built Checa travertine terrace, Central Spain. *Geol. Mag.*, 123: 279-286.
- WENTWORTH Jr, G. S. (1967). Dish structure, a primary sedimentary structure in coarse turbidites. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 51: 485.
- WEST, I. M.; ALI, Y. A. & HILMY, M. E. (1979). Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the mediterranean coast of Egypt. *Geology*, 7: 354-358.
- WHITE, A. F. (1977). Sodium an potassium coprecipitation in aragonite. *Geochim. Cosmichim. Acta*, 41: 613-625.
- WIGLEY, T. M. L. (1973). Chemical evolution of the system calcite- gypsum-water. *Can. Jour. Earth Sci.*, 10: 306-315.
- WOLFBAUER, C. A. & SURDAM, R. C. (1974). Origin of nonmarine dolomite in Eocene Lake Gosiute, Green Rivert Basin, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85: 1733-1740.
- WRIGHT, V. P. (1991). Paleokarst: types, recognition, controls and associations. En "Paleokarst and paleokarstic reservoirs", Wright, V. P. (Ed.). *PRIS Occ. Publ. Series*, 2: 56-87.

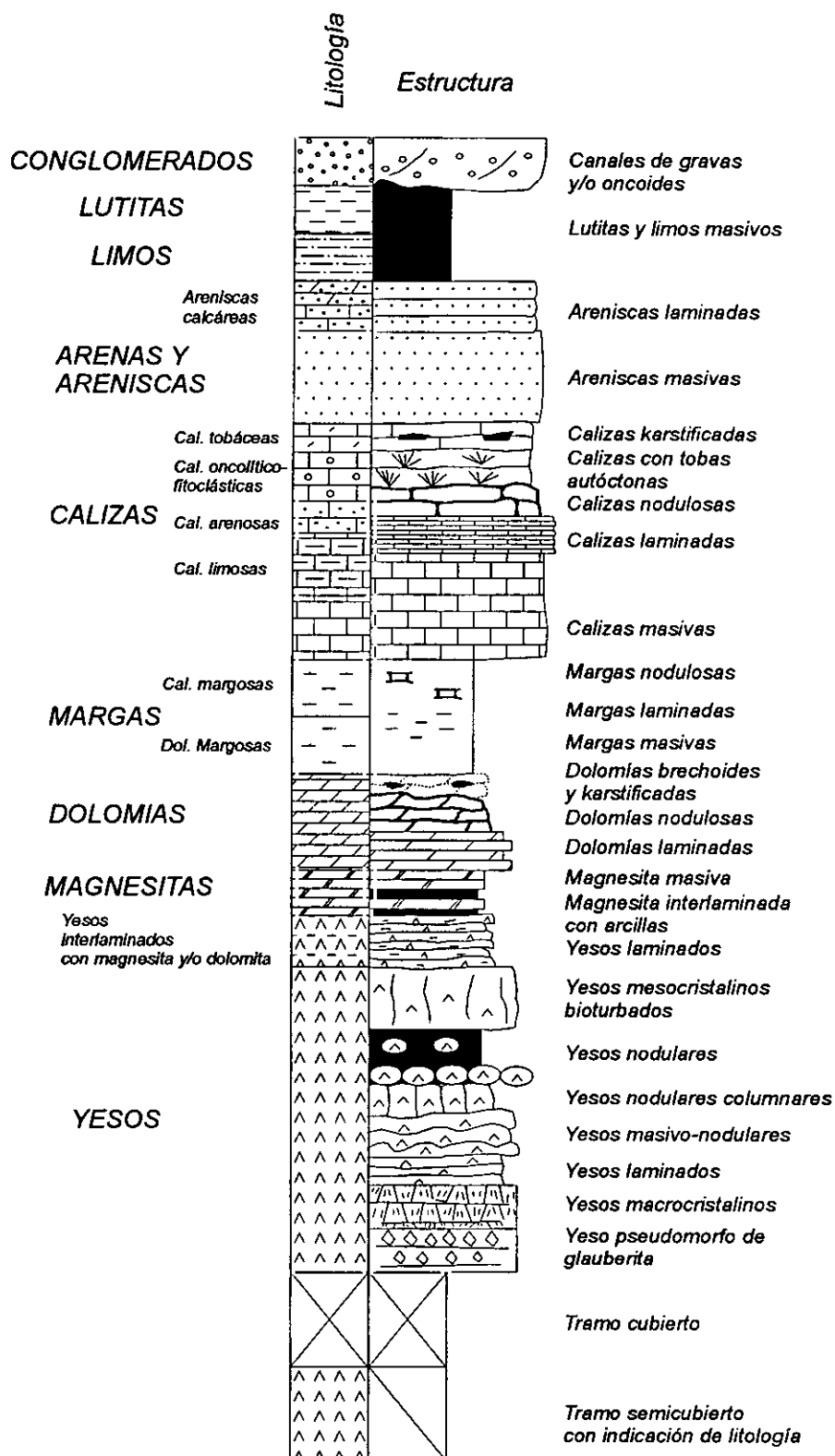
- WRIGHT, V. P.** (1992). Paleosol recognition: a guide to early diagenesis in terrestrial settings. En "Diagenesis III", Wolf, K. H. & Chillingarian, G. V. (Eds). *Developments in Sedimentology*, 47: 591-619.
- WRIGHT, V. P. & PEETERS, C.** (1989). Origin of some early Carboniferous calcrete fabrics revealed by cathodoluminescence: implications for interpreting the sites of calcrete formation. *Sedim. Geol.*, 65: 345-353.
- YOUSSEF, E. A. A.** (1989). Geology and genesis of sulfur deposits at Ras Gamsa area, Red Sea Coast, Egypt. *Geology*, 17: 797-801.
- ZACHMANN, D. W.** (1989). Mg-carbonate deposits in freshwater environment. En "Magnesite, Geology, Mineralogy, Geochemistry, formation of Mg-carbonates", Möller, P. (Ed.). Monograph Series on Mineral Deposits. 28: p. 61-94.
- ZENGER, D. H.** (1972). Dolomitization and uniformitarianism. *Jour. Geol. Educ.*, 20: 107-124.

ANEXO

































COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

LEYENDA GENERAL

COLUMNAS LITOESTRATIGRÁFICAS



SIMBOLOGÍA COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

	Laminaciones algales
	Huellas de raíces
	Gasterópodos
	Oncoides
	Caráceas
	Fitoclastos
	Tobas autóctonas
	Nódulos algales
	Estriotúbulos
	Ostrácodos
	Restos de vertebrados
	Restos vegetales
	Estructuras brechoideas
	Cantos blandos arcillosos
	Nódulos ferruginosos
	Intraclastos carbonáticos
	Aragonito
	Nódulos de carbonato
	Sílex
Sp	Sepiolita
	Espeleotemas fibrosos
H	Venas de calcita
	Grietas de desecación
	Pseudoanticlinales
	Nódulos de yeso
	Pseudomorfos de glauberita
	Moldes y pseudomorfos de yeso
	<i>Satinspar vein</i>
	Macrocristales de yeso
	<i>Slumps</i>
	Canales
	Lag arenoso
=	Laminación paralela
	Estratificación cruzada planar
	Estratificación cruzada planar de bajo ángulo

ANEXO

1. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

En el presente anexo de la Tesis Doctoral se incluye una selección de columnas estratigráficas que hemos considerado representativas de la estratigrafía de los materiales aflorantes:

<i>Nombre columna</i>	<i>Localidad más cercana</i>	<i>Potencia</i>
PRS	Torralba de Ribota	35.9 m
TRB	Torralba de Ribota	75.4 m
CIG	Torralba de Ribota	195.5 m
ARM	Torralba de Ribota	174.8 m
CRS	Torralba de Ribota	122.8 m
CRZ	Torralba de Ribota	78.6 m
ARC	Calatayud	38.6 m
FDP	Calatayud	42.8 m
VCT	Calatayud	49.3 m
SES-1	Terrer	33.4 m
SES-2	Terrer	146.5 m
VÑA	La Vilueña	27.55 m
VDO	Munébrega	47.8 m
VLB-1	Villalba de Perejiles	58.5 m
VLB-2	Villalba de Perejiles	47.5 m
VLB-3	Villalba de Perejiles	50 m
PBE	Villalba de Perejiles	50 m
PCL	Maluenda	91.8 m
MAL	Maluenda	100 m
BEL-1	Belmonte de Gracián	93.85 m
BEL-2	Belmonte de Gracián	63.2 m
BEL-4	Belmonte de Gracián	56.7 m
VEL-1	Velilla de Jiloca	59.2 m
VEL-2	Velilla de Jiloca	100 m
VEL-3	Velilla de Jiloca	12.5 m
MAR-1	Mara	60.7 m
MAR-2	Mara	89.1 m
MAR-3	Mara	143.4 m
MAR-4	Mara	67.85 m
PEÑ	Mara	44.1 m
VIC	Mara	99.5 m
MOR	Morata de Jiloca	146.9 m

FTE	Fuentes de Jiloca	286.6 m
MON	Villafeliche	249.5 m
PAJ	Villafeliche	210.7 m
ASR	Calatayud	33.15 m
MDE	Miedes	144.2 m
CER-1	Torres	42.7 m
CER-2	Torres	23.3 m
SED	Sediles	18.85 m
ORE	Orera	77.2 m

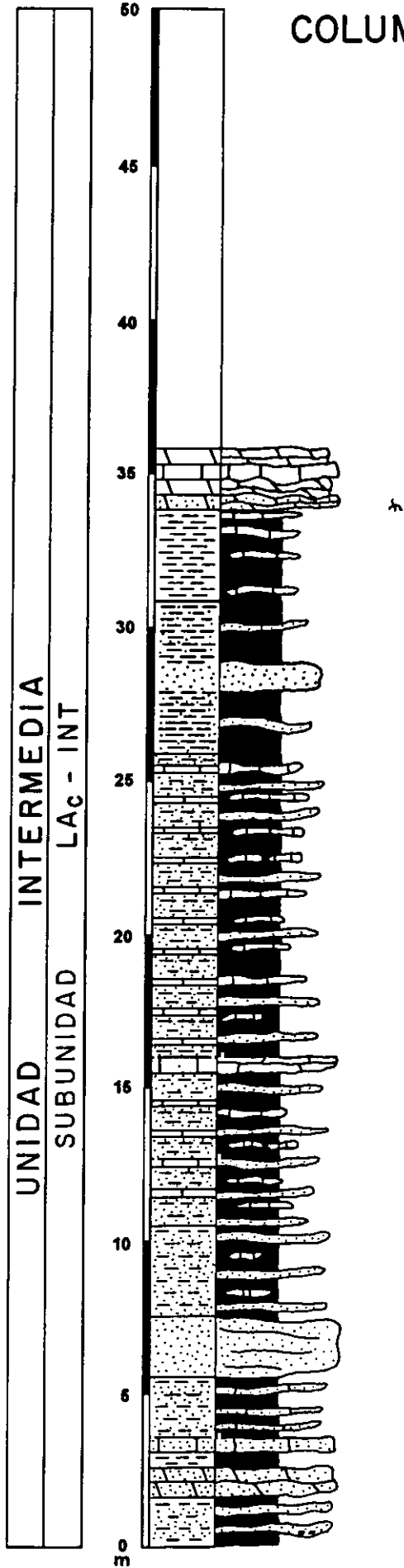
LOCALIZACIÓN DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

<i>Nombre columna</i>	<i>X (U.T.M.) Muro</i>	<i>Y (U.T.M.) Muro</i>	<i>X (U.T.M.) Techo</i>	<i>Y (U.T.M.) Techo</i>
PRS	4586950	610925	4587350	610875
TRB	4586200	610925	4586400	611300
CIG	4584150	609550	4582875	609525
ARM	4583500	608100	4582925	608250
CRS	4583650	612050	4583775	611300
CRZ	4583250	605750	4583240	605950
ARC	4581750	614975	4582150	614990
FDP	4580775	611500	4580625	611725
VCT	4580175	610450	4579700	610450
SES-1	4577900	607325	4578825	606350
SES-2	4577900	606125	4578200	606150
VÑA	4571600	606475	4571750	606500
VDO	4569400	611050	4569600	610975
VLB-1	4576150	620550	4576375	620325
VLB-2	4575675	620625	4575650	620400
VLB-3	4576700	622075	4576775	622450
PBE	4575175	621150	4575225	620780
PCL	4573500	616825	4573840	616775
MAL	4572525	615900	4572350	616100
BEL-1	4573850	622000	4574125	621850
BEL-2	4575875	622200	4574100	622325
BEL-4	4573775	621375	4573925	621275
VEL-1	4570580	618780	4571050	618800
VEL-2	4569640	619350	4569820	619150
VEL-3	4570880	618780	4570880	618725
MAR-1	4572575	622175	4572575	621875
MAR-2	4572350	622200	4572575	621875
MAR-3	4571450	623670	4570525	623850
MAR-4	4570925	621375	4570675	621225
PEÑ	4571340	623625	4571425	623375
VIC	4570475	624250	4570525	623850
MOR	4568725	620800	4569075	621325
FTE	4566350	622100	4567150	622500
MON	4562525	625240	4563225	626000
PAJ	4561525	627625	4562350	628460
ASR	4579700	615975	4579675	616225
MDE	4567350	627050	4566250	626510
CER-1	4578625	619950	4578900	619725
CER-2	4579000	620525	4578925	620725
SED	4578350	622275	4578250	622400

Columna litoestratigráfica PRS (35.9 m)

- 1.6 m: alternancia de areniscas de grano medio con arcillas rojas. Algunas areniscas poseen intercalaciones conglomeráticas con morfología lenticular.
- 1 m: arenisca calcárea.
- 0.5 m: arcillas rojas.
- 0.5 m: arenisca calcárea de grano fino, de color rojo, que se encuentra cementada por calcita.
- 2 m: alternancia de niveles lutíticos rojos con niveles de arenisca calcárea de grano fino.
- 2 m: areniscas de grano medio que reposan sobre un pequeño nivel lutítico calcáreo.
- 3 m: alternancia de lutitas con finos niveles de areniscas de grano medio y niveles calcáreos pedogenéticos.
- 5 m: alternancia de lutitas y areniscas de grano medio con niveles pedogenéticos calcáreos.
- 0.5 m: carbonato arenoso con una orientación laminar horizontal difusa.
- 9.8 m: alternancia de lutitas, areniscas de grano medio y niveles edáficos calcáreos.
- 5 m: alternancia de lutitas, limos y areniscas con intercalación de un paquete de arenisca rojo de grano medio de aproximadamente 1 m de potencia.
- 3 m: lutitas rojas con algún nivel pedogenético calcáreo.
- 0.5 m: carbonato dolomítico arenoso de color rosáceo con huellas de raíces, y con cementaciones de calcita.
- 0.5 m: carbonato dolomítico altamente noduloso afectado por marmorización.
- 0.5 m: caliza recristalizada de color blanco.
- 0.5 m: carbonato dolomítico de color blanco y textura pulverulenta con margas a techo.

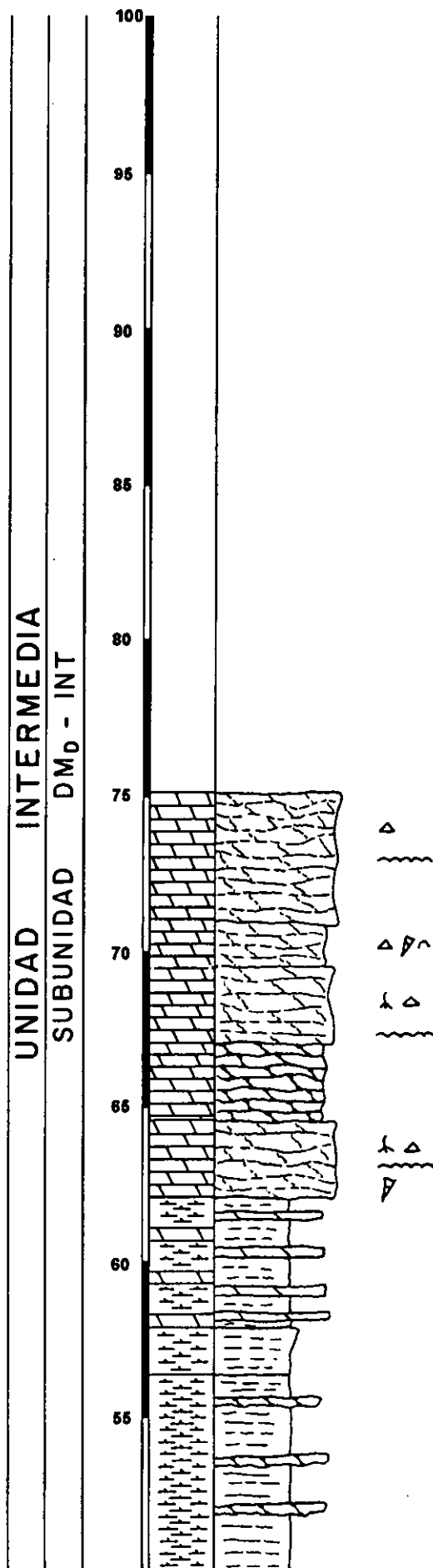
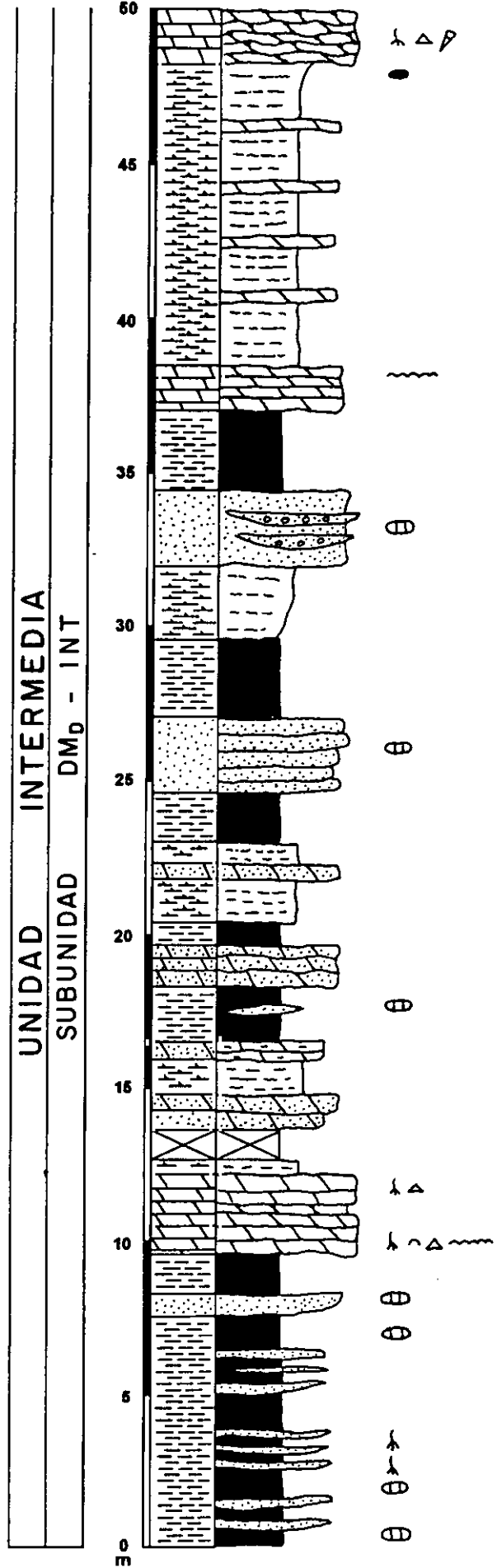
COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA PRS



Columna litoestratigráfica TRB (75.4 m)

- 7.6 m: lutitas rojas con intercalaciones de niveles de areniscas de grano fino rosáceas con huellas de raíces y nódulos de carbonato.
- 0.7 m: arenisca de grano fino rosácea y nodulización de carbonato.
- 1.3 m: lutitas de color rojo.
- 2.6 m: tramo dolomítico; la mitad inferior se caracteriza por un color blanco-gris parcialmente recrystalizado, laminación algal, base plana, huellas de raíces y pequeños gasterópodos. Hacia la parte media-superior, el carbonato es bastante noduloso y finalmente, a techo, las dolomías son de color blanco, pulverulentas y con cierta microbrechificación.
- 0.5 m: margas grises.
- 1 m: tramo cubierto.
- 0.6 m: arenas de color ocre y blanco-ocre.
- 0.6 m: arenisca dolomítica de color blanco y con moteados producidos por oxidación diferencial.
- 1.2 m: margas grises.
- 0.6 m: arenas dolomíticas de color gris con marmorizaciones.
- 1.8 m: lutitas rojas carbonatadas con algún nivel de areniscas intercalado.
- 1.4 m: arenisca dolomítica de color blanco.
- 0.8 m: lutitas rojas.
- 1.4 m: margas rosadas y blancas.
- 0.5 m: dolomía arenosa de color ocre.
- 0.7 m: margas blancas.
- 1.6 m: lutitas y limos rojos.
- 2.5 m: tramo con niveles de areniscas algo dolomíticas de color rosáceo.
- 2.5 m: lutitas y limos rojos.
- 2.5 m: margas rosadas.
- 2.4 m: arenisca algo dolomítica de color rosáceo con algunas pasadas conglomeráticas con cantos de cuarcita.
- 2.6 m: lutitas y limos rojos.
- 1.5 m: dolomía de color blanco con estructuras de laminación algal y porosidad fenestral.
- 9.7 m: alternancia de margas rosadas con algún fino nivel dolomítico.
- 1.8 m: dolomía nodulosa de color blanco.
- 6.2 m: alternancia de margas rosadas y blancas con algún fino nivel de dolomías nodulosas de potencia menor de 20 cm.
- 1.5 m: margas rosadas nodulosas y arriñonadas.
- 4.2 m: alternancia de margas grises con niveles dolomíticos de potencia menor de 20 cm.
- 2.5 m: dolomía de color blanco con laminación fenestral, con huellas de raíces, gasterópodos, y en algunos casos microbrechificación.
- 2.5 m: dolomía nodulosa parcialmente recrystalizada de color blanco.
- 8.1 m: dolomías con laminación algal, en niveles de unos 2.5 m, con microbrechificación, huellas de raíces y restos de gasterópodos hacia la base del tramo.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA TRB

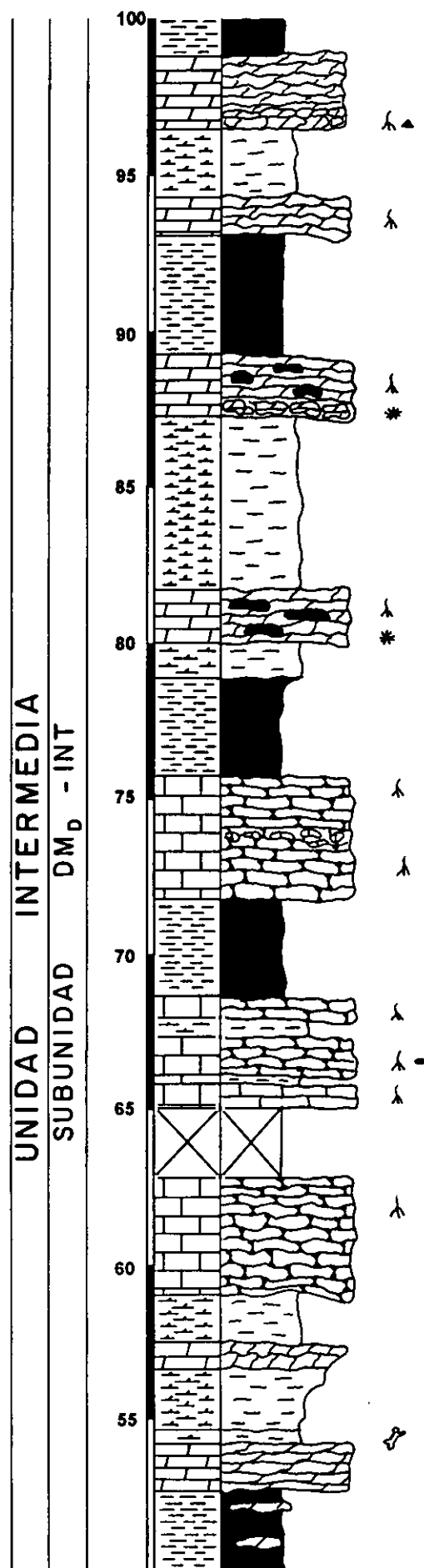
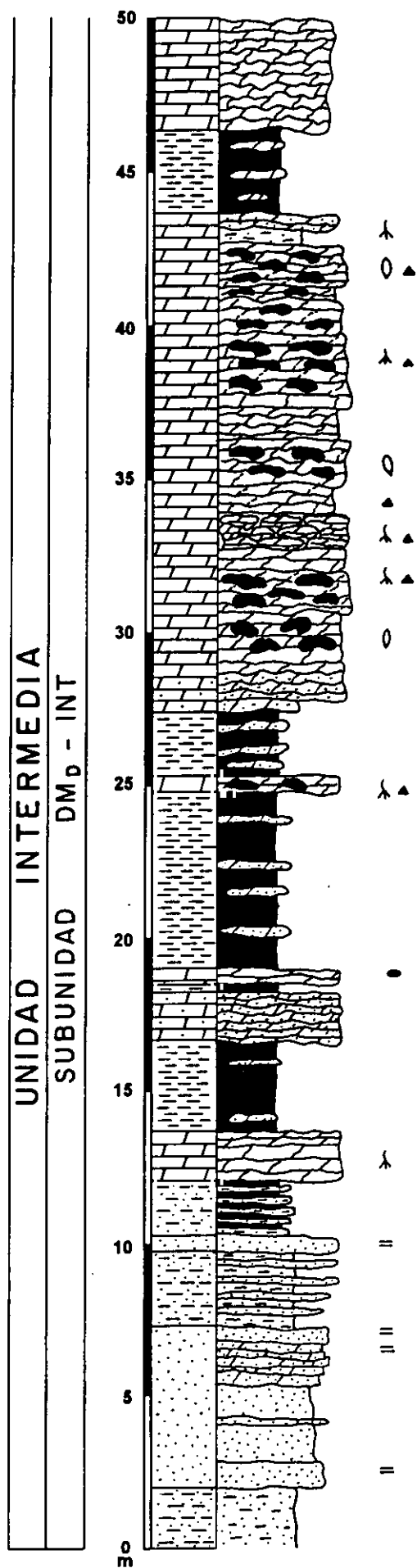


Columna litoestratigráfica CIG (195.5 m)

- 2 m: arenas de grano fino y limos rojos con ocasionales cantos de cuarcita. Eflorescencias de epsomita.
- 5.4 m: la base de este tramo queda compuesta por arenas de tamaño medio a grueso parcialmente cementadas que disponen base canalizada. La parte media del tramo se forma de areniscas de grano fino a medio a limos-arcillas de color rojo con algunos canales planoparalelos de areniscas (*sheet flood*). Los tramos superiores se componen de niveles tabulares (2-3 cm) de areniscas dolomíticas de grano medio con una laminación interna difusa que alternan con limos rojizos, y que poseen tendencia estratocreciente.
- 2.5 m: alternancia de niveles tabulares (2-5 cm) de limos rojos y arenas de grano fino parcialmente carbonatadas.
- 0.4 m: arenisca de grano fino a medio con *lag* cuarcítico que posee base y techo planoparalelo.
- 1.8 m: alternancia de arcillas rojas con niveles irregulares limosos parcialmente carbonatados y de unos 5 cm de potencia media.
- 1.7 m: nivel de dolomías bioturbadas con importante carga en terrígenos y con porosidad cementada por calcita acaramelada. A techo pasa a una disposición planar-nodular.
- 3 m: tramo lutítico rojizo con niveles irregulares calcáreos intercalados.
- 1.5 m: arenisca muy calcárea de grano fino-medio definida por su color blanco y con bioturbaciones rellenas por calcita acaramelada.
- 0.2 m: arcillas rojizas.
- 0.5 m: nivel dolomítico de aspecto nodular, con indicios de brechificación y cantos blandos rojizos.
- 5.8 m: lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas calcáreas de espesor centimétrico.
- 0.6 m: nivel dolomítico recrystalizado de color gris oscuro y morfología muy irregular con huellas de bioturbación por raíces. A su base se encuentran eflorescencias de epsomita. Se caracteriza por un aspecto cavernoso, karstificado y textura tipo *boxwork*.
- 2 m: lutitas rojizas con intercalaciones de niveles limoso-arenoso dolomíticos.
- 16.3 m: tramo formado por una sucesión de niveles dolomíticos de distinta compacidad con una potencia generalmente superior a 1 m. Se trata de carbonatos de color ocre con frecuentes indicios de karstificación, texturas *boxwork*, brechificación, huellas de raíces, rellenos arcillosos, moldes de cristales lenticulares de yeso, con algunas intercalaciones de dolomías arenosas.
- 2.7 m: lutitas y limos rojos con algunos finos niveles dolomíticos intercalados.
- 3.6 m: carbonato dolomítico de color blanco, algo noduloso y rico en terrígenos, con cierta orientación horizontal.
- 2.6 m: lutitas y limos rojos con algunos niveles dolomíticos intercalados de estructuración horizontal.
- 1.5 m: nivel dolomítico con importante contenido en terrígenos y estructuración horizontal.
- 0.5 m: margas grises oscuras algo terrosas con restos de macromamíferos.
- 2 m: margas dolomíticas y limos violáceos, que pasan hacia techo a margas verdes.
- 0.9 m: carbonato dolomítico noduloso de color blanco.
- 1.5 m: margas dolomíticas de color verde oliva con intercalaciones rojizas.
- 3.8 m: tramo dolomítico de color blanco con alta nodulización y orientación según la horizontal. Se reconocen abundantes huellas de raíces.
- 2.3 m: tramo cubierto.
- 0.8 m: niveles calizos de aspecto masivo de color gris con huellas de raíces y *pseudomicrokarst*.

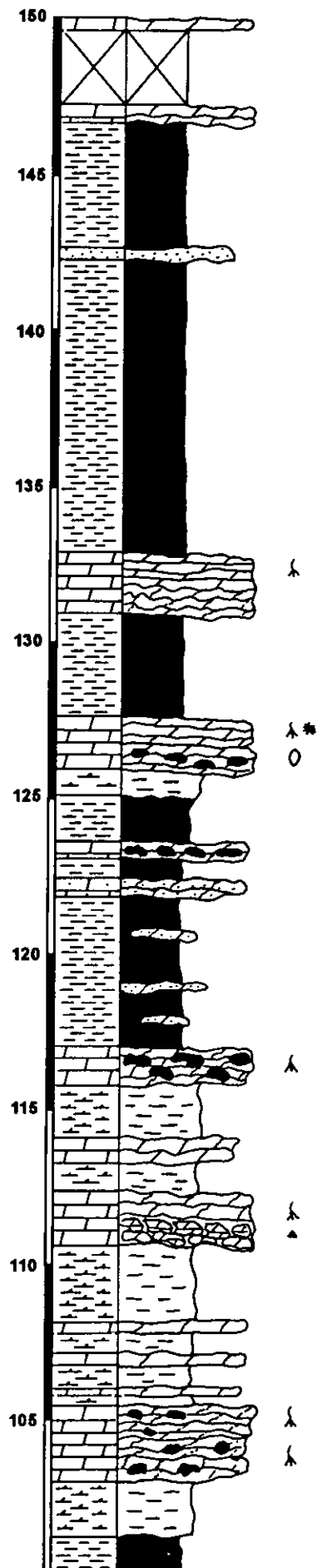
- 1.5 m: tramo con diferentes niveles adosados de calizas nodulosas, con importante carga de terrígenos y cantos blandos arcilloso-rojizos.
- 0.6 m: margas de color verde.
- 0.7 m: calizas nodulosas de color gris-verde con huellas de raíces.
- 3.1 m: lutitas y limos rojos con intercalaciones de calizas. Hacia techo pasan a colores verdes.
- 4.1 m: niveles calizos sinuosos de unos 50 cm separados por margas, que se presentan con alta recristalización y olor a materia orgánica. Hacia techo se localizan huellas de raíces.
- 3.1 m: lutitas y limos rojos que pasan a techo a margas verdosas. Existencia de pequeños nódulos de aragonito fibroso.
- 1.1 m: margas verdes.
- 1.7 m: nivel dolomítico duro, recristalizado, de color oscuro, con olor a materia orgánica y parcialmente karstificado. A su base, se encuentran pequeñas masas nodulares de aragonito. Se localizan abundantes huellas de raíces hacia su techo y cementos de calcita.
- 5.7 m: margas blancas-grises.
- 2 m: nivel dolomítico de color oscuro, recristalizado, algo brechoideo, con aragonito en la parte basal, que se presenta de forma muy irregular. Existencia de abundantes huellas de raíces.
- 3.8 m: lutitas y limos rojos.
- 1.2 m: nivel dolomítico de color blanco muy fracturado según la vertical con base y techo muy sinuosos. Existencia de huellas de disolución y karstificación.
- 2.1 m: margas de color verde a verde pálido con algunos términos lutíticos más enrojecidos.
- 2.3 m: nivel dolomítico de aspecto brechoideo-noduloso que hacia la base presenta evidencias de karstificación y rellenos arcillosos. Existencia de huellas de raíces.
- 2.5 m: lutitas-limos rojos.
- 1.8 m: margas verde-pálido.
- 2.5 m: sucesión de niveles dolomíticos de morfología más o menos tabular, que se intercalan con finos niveles margosos verdes. Los carbonatos son brechoideos, con huellas de raíces, karstificados y con rellenos arcillosos.
- 2.7 m: margas de color ocre con intercalaciones de niveles dolomíticos irregulares de unos 40 cm.
- 2.5 m: margas ocre.
- 1.7 m: nivel dolomítico de color blanco, de aspecto brechoideo, especialmente a la base, con evidente estructuración vertical debido a huellas de raíces.
- 0.9 m: margas de color ocre.
- 0.8 m: nivel dolomítico de morfología irregular.
- 1.7 m: margas de color ocre.
- 1.3 m: nivel dolomítico de color oscuro, base brechoidea, estructuración vertical con huellas de raíces, que se encuentra parcialmente recristalizado. Posee fuerte olor a materia orgánica.
- 4.9 m: lutitas de color rojizo y rosado con alguna pequeña intercalación de tipo calcáreo.
- 0.6 m: arenisca calcárea de grano fino muy sinuosa, con morfología nodular.
- 0.6 m: lutitas-limos rosáceos.
- 0.6 m: dolomía de color oscuro, morfología muy irregular, karstificada, parcialmente recristalizada.
- 1.5 m: lutitas y limos rojos.
- 0.9 m: margas verdes.
- 1.7 m: dos niveles dolomíticos irregulares de color oscuro que se separan entre sí por unas margas. Se distinguen huellas de raíces, y especialmente hacia la base se presentan moldes de macrolentículas de yeso en ocasiones cementada por calcita acaramelada.
- 3.3 m: lutitas y limos rojos con algún nivel carbonatado intercalado.

- 1.9 m: nivel dolomítico de base algo nodulosa, y un aspecto masivo hacia el techo solamente atravesada por huellas de raíces. Se localizan abundantes grietas y fisuras rellenas por calcita.
- 9.4 m: lutitas y limos de color rojo.
- 0.4 m: arenisca calcárea de grano medio.
- 3.9 m: lutitas y limos rojos-rosáceos con algún nivel calcáreo intercalado.
- 0.6 m: nivel dolomítico masivo con gran cantidad de fisuras y grietas rellenas por calcita.
- 2.3 m: tramo cubierto.
- 9.8 m: tramo complejo de naturaleza dolomítica donde alternan niveles irregulares, arenosos, nodulosos, brechoideos, de colores blanco u oscuros, con huellas de raíces, de forma muy similar a los niveles descritos precedentemente.
- 8.6 m: tramo cubierto.
- 0.6 m: caliza recristalizada de color gris claro, aspecto masivo, con base y techo irregulares. Existencia de huellas de raíces.
- 2 m: lutitas y limos de color rojo.
- 1.8 m: nivel calizo recristalizado de color claro de estructura nodulosa general, con huellas de raíces, que hacia la base es arenoso.
- 7.1 m: lutitas-limos rojizos y de color ocre con algunas intercalaciones de limos carbonatados.
- 0.3 m: caliza de color gris oscuro muy bioturbada, con karstificación y huellas de raíces.
- 2.2 m: lutitas-limos rojos y rosáceos.
- 1.9 m: tramo con niveles carbonáticos tabulares de 20-40 cm de espesor, de color gris oscuro con huellas de raíces.
- 6 m: lutitas-limos de color rojo-rosado.
- 1.3 m: margas grises y verdes.
- 4 m: niveles de caliza recristalizada de color gris que hacia techo se presenta nodulosa, con abundantes huellas de raíces. En algunos niveles se localizan costras de calcita.



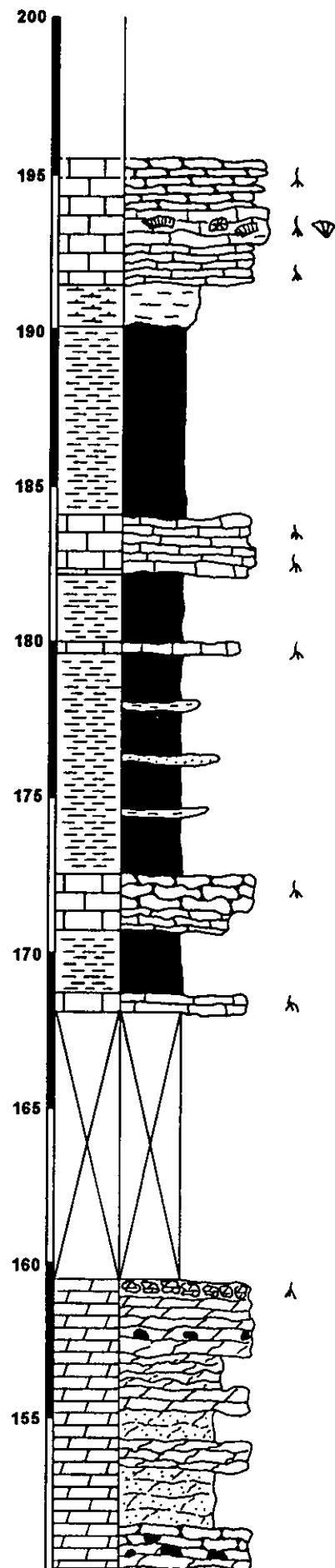
UNIDAD INTERMEDIA

SUBUNIDAD DM_D - INT



UNIDAD INTERMEDIA

SUBUNIDAD DM_D - INT

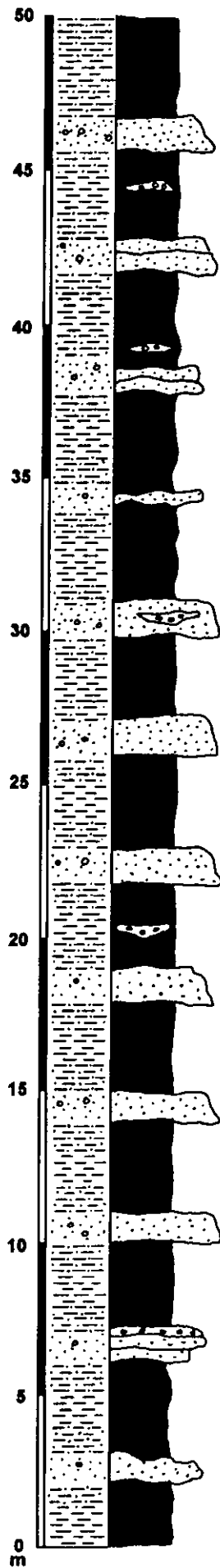


Columna litoestratigráfica ARM (174.8 m)

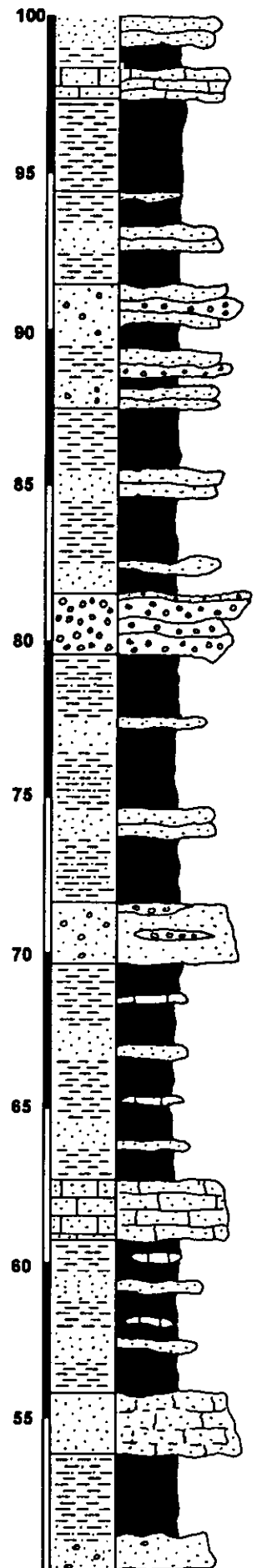
- 53.8 m: alternancia de lutitas rojas, areniscas rosadas calcáreas y niveles conglomeráticos aislados.
- 2 m: areniscas muy calcáreas de color blanco.
- 5 m: alternancia de lutitas rojas con niveles de areniscas y formaciones de carbonato edáfico.
- 2 m: areniscas muy calcáreas.
- 6.9 m: lutitas rojas que alternan con areniscas calcáreas de grano fino y encostramientos de carbonato.
- 2 m: areniscas de grano medio con intercalaciones conglomeráticas.
- 7.9 m: alternancia de lutitas, limos y areniscas de grano fino, con predominio de los términos arcillosos.
- 2 m: sucesión de niveles de conglomerados silíceos.
- 5.7 m: alternancia de lutitas y areniscas de grano fino con predominio de las arcillas.
- 4 m: areniscas rojas de grano medio con niveles conglomeráticos y arcillosos intercalados.
- 3 m: alternancia de lutitas rojas y areniscas de grano fino.
- 3 m: lutitas rojas.
- 1 m: areniscas calcáreas.
- 4.9 m: alternancia de niveles de arenisca de unos 30 cm con lutitas de color rojo.
- 1 m: areniscas calcáreas.
- 2 m: alternancia de areniscas rojas y lutitas rojas
- 2 m: lutitas rojas.
- 2.9 m: areniscas rosadas de grano fino a medio.
- 3 m: lutitas rojas.
- 2 m: carbonato arenoso de color rosado con una estructura nodulosa.
- 1.5 m: lutitas rojas.
- 2 m: areniscas rojas de grano fino.
- 6.9 m: alternancia de lutitas rojas y areniscas nodulosas de grano muy fino con cantos silíceos.
- 1 m: lutitas rojas.
- 2 m: areniscas calcáreas nodulosas de color blanco-ocre.
- 2 m: lutitas rojas.
- 1 m: arenisca nodulosa calcárea de color blanco.
- 5 m: lutitas rojas y niveles de arenisca.
- 2 m: areniscas calcáreas nodulosas de grano muy fino y de color blanco con óxidos de Fe.
- 3 m: sucesión de areniscas rojas con estructuras de flujo, laminación paralela y lentejones conglomeráticos groseros de poca entidad lateral.
- 2 m: carbonato de color blanco, masivo y pulverulento.
- 3 m: alternancia de areniscas y lutitas rojas.
- 1 m: areniscas calcáreas grises con cantos de grava dispersos y un nivel conglomerático intercalado.
- 1 m: areniscas rojas con pequeños lentejones conglomeráticos.
- 5 m: alternancia de areniscas calcáreas rosadas y blancas de grano fino con lutitas rojas.
- 1 m: carbonatos brechoides fracturados.
- 2 m: tramo cubierto.
- 1 m: areniscas rojas.
- 2.4 m: calizas en niveles de unos 50 cm, de un color rosado y con abundante cementación esparítica.
- 1 m: lutitas rojas.

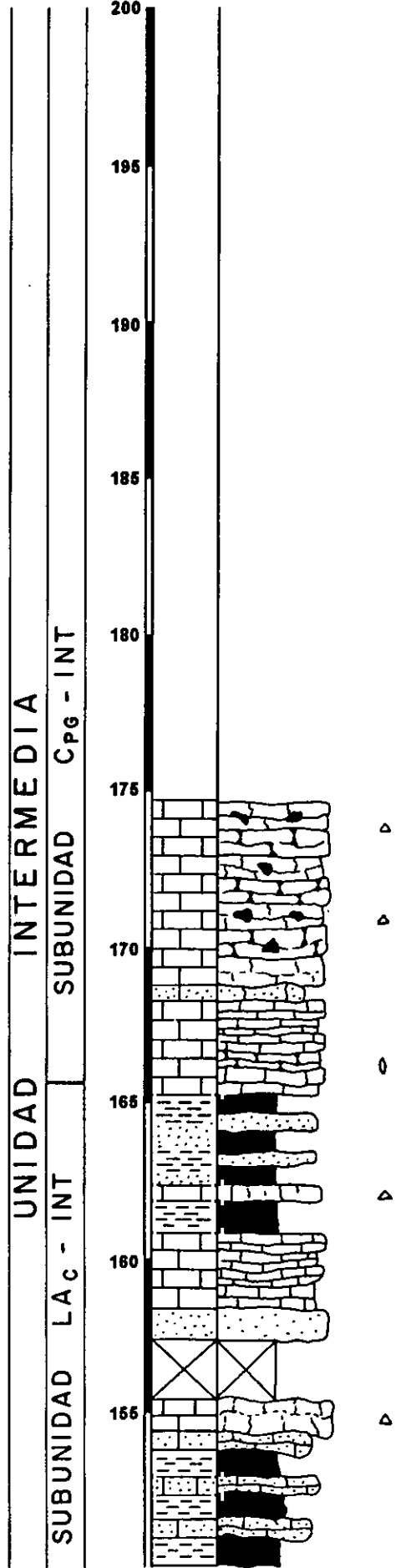
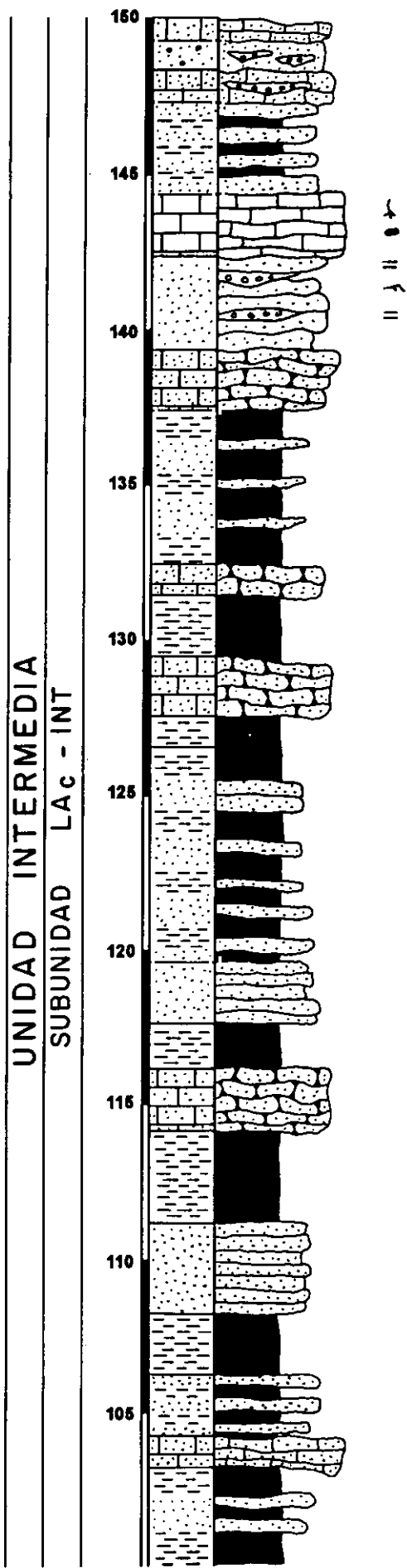
- 1.9 m: nivel dolomítico de base algo nodulosa, y un aspecto masivo hacia el techo solamente atravesada por huellas de raíces. Se localizan abundantes grietas y fisuras rellenas por calcita.
- 9.4 m: lutitas y limos de color rojo.
- 0.4 m: arenisca calcárea de grano medio.
- 3.9 m: lutitas y limos rojos-rosáceos con algún nivel calcáreo intercalado.
- 0.6 m: nivel dolomítico masivo con gran cantidad de fisuras y grietas rellenas por calcita.
- 2.3 m: tramo cubierto.
- 9.8 m: tramo complejo de naturaleza dolomítica donde alternan niveles irregulares, arenosos, nodulosos, brechoideos, de colores blanco u oscuros, con huellas de raíces, de forma muy similar a los niveles descritos precedentemente.
- 8.6 m: tramo cubierto.
- 0.6 m: caliza recrystalizada de color gris claro, aspecto masivo, con base y techo irregulares. Existencia de huellas de raíces.
- 2 m: lutitas y limos de color rojo.
- 1.8 m: nivel calizo recrystalizado de color claro de estructura nodulosa general, con huellas de raíces, que hacia la base es arenoso.
- 7.1 m: lutitas-limos rojizos y de color ocre con algunas intercalaciones de limos carbonatados.
- 0.3 m: caliza de color gris oscuro muy bioturbada, con karstificación y huellas de raíces.
- 2.2 m: lutitas-limos rojos y rosáceos.
- 1.9 m: tramo con niveles carbonáticos tabulares de 20-40 cm de espesor, de color gris oscuro con huellas de raíces.
- 6 m: lutitas-limos de color rojo-rosado.
- 1.3 m: margas grises y verdes.
- 4 m: niveles de caliza recrystalizada de color gris que hacia techo se presenta nodulosa, con abundantes huellas de raíces. En algunos niveles se localizan costras de calcita.

UNIDAD INTERMEDIA
SUBUNIDAD LAC - INT



UNIDAD INTERMEDIA
SUBUNIDAD LAC - INT



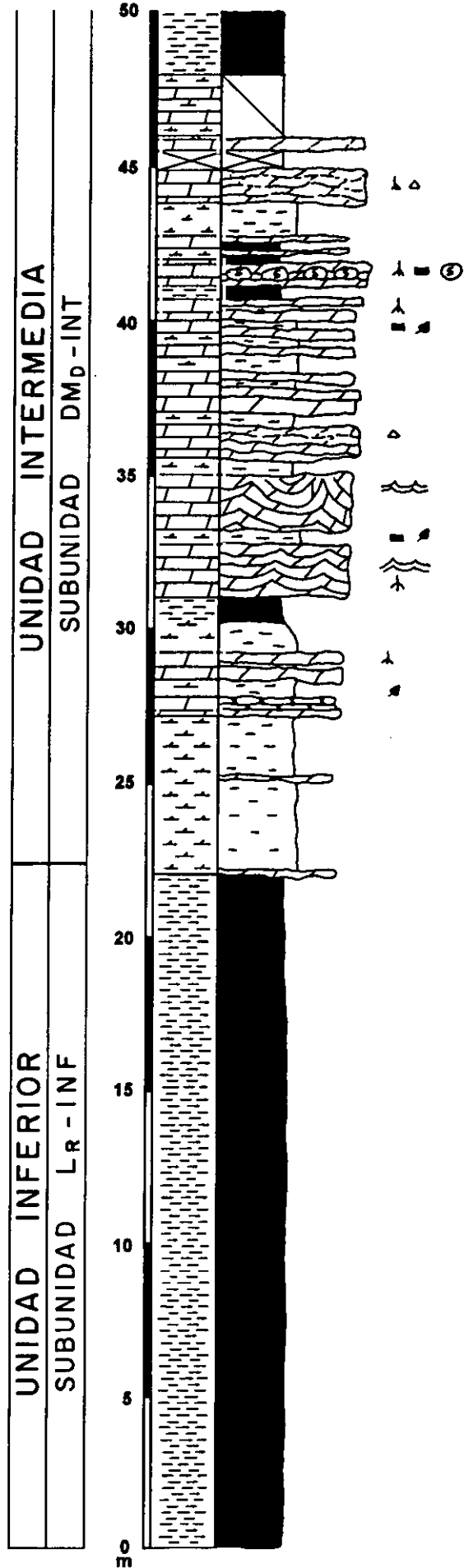


Columna litoestratigráfica CRS (122.8 m)

- 22 m: Sucesión de lutitas y arenas de color rojo.
- 5.1 m: lutitas margosas y margas de color marrón-ocre con la intercalación de dos niveles dolomíticos (20 cm) algo arenosos muy compactos, de color gris verdoso con tonalidades rojizas. La base de los niveles es plana y la potencia se conserva lateralmente. Presentan intensa fracturación vertical y fina laminación.
- 0.7 m: niveles dolomíticos blancos de base plana (10-15 cm) algo arenosos que alternan con finos niveles margosos. A techo son algo nodulosos.
- 0.6 m: margas dolomíticas grises-oscuras con alto contenido en materia orgánica que a techo pasan a ser blancas. Poseen restos vegetales y localmente se encuentran nodulizadas.
- 0.9 m: tramo que consta de dos niveles dolomíticos tabulares de color blanco (uno inferior de 25 cm y uno superior de 40 cm) separados por margas blancas. En nivel inferior presenta un aspecto litográfico, mientras que el nivel superior destaca por su alto grado de bioturbación (por raíces), con morfología tabular.
- 1.8 m: margas-limos dolomíticos grises en la base que pasan a arcillas rojas a techo, con eflorescencias de epsomita hacia la base.
- 1.75 m: nivel dolomítico algo recrystalizado con laminación estromatolítica y porosidad fenestral. Zonalmente, se distingue una microbrechificación de la roca y evidencias de huellas de raíces.
- 0.5 m: nivel margoso que se corresponde con una alternancia entre niveles dolomíticos y niveles de margas blancas y verdes dolomíticas a favor de las cuales surgen eflorescencias epsomíticas. Existencia de algún nódulo aislado ferruginoso.
- 1.8 m: nivel dolomítico blanco con una acusada red de fracturas verticales y estructuras pseudoanticlinales. Se aprecia laminación estromatolítica en la parte inferior y localmente se reconoce microbrechificación.
- 0.5 m: margas-limos verdes y rojos alternantes formando una fina laminación. Abundantes eflorescencias epsomíticas.
- 1.1 m: nivel dolomítico de color blanco altamente irregular en su base y techo. Es más o menos masivo hacia la base y brechoide hacia el techo.
- 0.5 m: margas verdes.
- 1.3 m: tramo formado por dolomía margosa a la base con cantos blandos margosos verdes y a techo por dos niveles tabulares de unos 30 cm separados por un fino nivel de margas.
- 1.7 m: alternancia entre niveles tabulares dolomíticos y margosos de la misma potencia, que acaban hacia techo con un nivel margoso muy cuarteado, de color blanco-crema y margas ferruginosas. Restos vegetales flotados.
- 0.7 m: se compone de un nivel dolomítico inferior de unos 50 cm, unas margas intermedias y un nivel superior de unos 15 cm, que se encuentran altamente bioturbados por raíces.
- 0.4 m: limos-lutitas rojas carbonatadas con eflorescencias de epsomita.
- 0.7 m: nivel dolomítico de base y techo planos con un nivel irregular, aunque continuo de silicificación a media altura. Se encuentran huellas de raíces y óxidos de Fe.
- 0.9 m: alternancia de pequeñas tábulas calcáreas y margosas. Los niveles tabulares son centimétricos de unos 2-3 cm.
- 1.1 m: margas verdes-grisáceas.
- 1.1 m: nivel dolomítico de base y techo paralelos con laminación. A techo acaba individualizándose en tábulas de unos pocos cm con niveles de evidente brechificación. Existencia de huellas de raíces.
- 0.7 m: tramo cubierto.

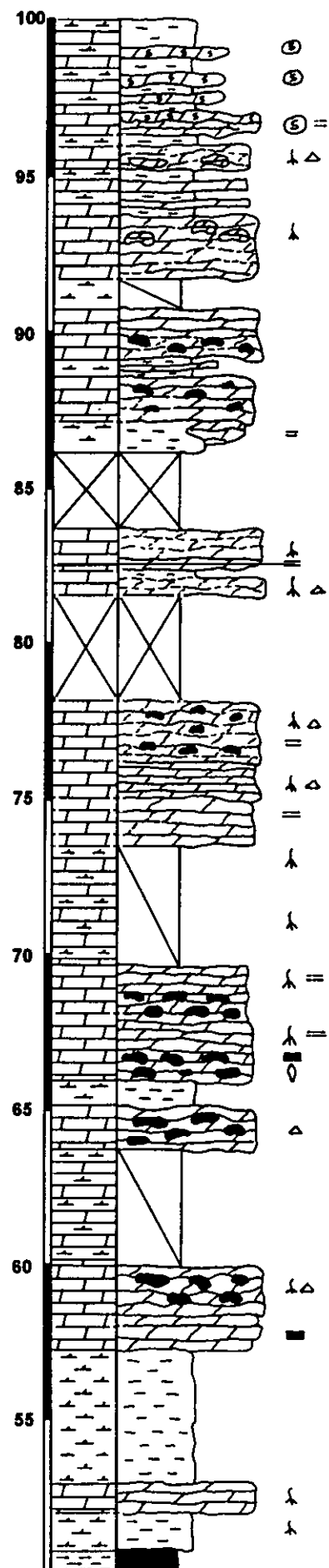
- 0.7 m: tramo cubierto.
- 0.3 m: nivel dolomítico tabular, masivo en la zona inferior, con huellas de raíces en la parte media y con brechificación en la superior. Presenta óxidos de Fe.
- 2.1 m: tramo semicubierto, que parece ser una alternancia de niveles tabulares carbonáticos y margosos.
- 2.6 m: lutitas y margas de color ocre-marrón, que hacia techo toman un color grisáceo.
- 2.2 m: margas grises.
- 0.9 m: nivel dolomítico con eflorescencias epsomíticas, que es masivo en sus 3/4 partes inferiores y hacia techo se subdivide en tábulas con huellas de raíces.
- 4.35 m: margas blancas, verdes, y niveles calcomargosos.
- 2.7 m: tramo que hacia la base se compone de niveles dolomíticos separados por finas láminas de margas. Abundante cantidad de óxidos de Fe que motea la roca. Al techo, las dolomías son de color negro se encuentran parcialmente karstificadas y brechificadas con fuerte olor a materia orgánica. El material presenta eflorescencias de epsomita en alguna fisura, y zonalmente aparece recrystalizado.
- 3.7 m: tramo semicubierto, formado por niveles de margas y calcomargas de color blanco con algún nivel dolomítico recrystalizado intercalado. En la parte media son de color blanco y hacia techo son rojizos-verdosos y bastante más carbonáticos. Eflorescencias de epsomita.
- 1.4 m: niveles dolomíticos de color oscuro con importante brechificación y karstificación importantes que poseen fuerte olor a materia orgánica.
- 0.8 m: margas ocres que hacia techo pasan a ser negras con alto contenido en materia orgánica. Eflorescencias salinas sódicas.
- 3.7 m: sucesión de niveles dolomíticos recrystalizados de color oscuro que se encuentran brechificados y con huellas de raíces. Hacia la base del tramo se localizan moldes de lenticulas de yeso. En ocasiones se puede distinguir una laminación muy difusa.
- 3.8 m: alternancia de niveles dolomíticos blancos de 0.5 m con calcomargas blancas-salmón que se encuentran recrystalizadas. Hacia la base son más irregulares y brechoides pero hacia techo se hacen más tabulares con alguna huella de bioturbación.
- 4.6 m: tramo carbonático que hacia la base es una dolomía blanca masiva con brechificación local. Hacia la mitad del tramo se encuentran dolomías laminadas muy brechoides con gran cantidad de arcillas intercaladas y huellas de raíces. Finalmente, hacia el techo se localiza un potente nivel dolomítico blanco con microbrechificación, muy heterogéneo y poroso.
- 3.4 m: tramo cubierto.
- 0.8 m: brecha dolomítica de color gris oscuro con huellas de raíces que pasa hacia techo a margas oscuras con epsomita asociada.
- 1.4 m: nivel dolomítico masivo de color gris-oscuro con una laminación difusa, que lateralmente pasa a ser brechoide. Posee huellas de raíces y un fuerte olor a materia orgánica.
- 2.4 m: tramo cubierto.
- 1 m: tramo margoso que pasa lateralmente a niveles brechoideos dolomíticos.
- 1.4 m: dolomía más o menos masiva de color gris oscuro con indicios de recrystalización y karstificación. Eflorescencias de epsomita.
- 0.5 m: margas grises-ocres a marrones con algún nivel intercalado dolomítico rico en terrígenos. Eflorescencias de epsomita.
- 1.6 m: dolomía karstificada, recrystalizada y brechoide, de color gris-gris oscuro que hacia el techo es más masivo.
- 0.9 m: tramo semicubierto de apariencia margosa.
- 2 m: dolomía de aspecto brechoide. Hacia su base se diferencian niveles alabeados, de color gris oscuro, con brechificación y karstificación. Hacia el techo se hacen más masivos.

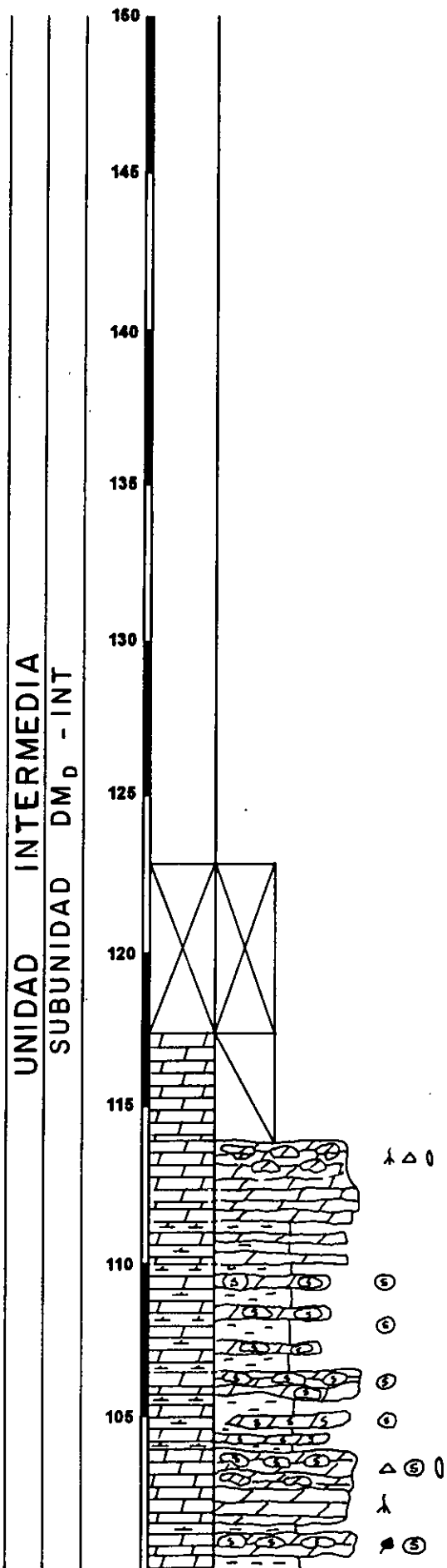
- 1.5 m: alternancia de niveles masivos y tabulares dolomíticos de color blanco (unos 40 cm) con margas y calcomargas de color gris claro.
- 0.7 m: dolomía recristalizada, brechoide y karstificada de color negro que se encuentra parcialmente recristalizada y posee nódulos de color blanquecino.
- 0.3 m: margas grises.
- 0.7 m: nivel dolomítico de morfología tabular con laminación interna y brechificación a techo.
De la misma forma, hacia el techo se encuentra un nivel de sílex de 5-10 cm de potencia.
- 3 m: alternancia de margas-calcomargas de color blanco con niveles dolomíticos silicificados de hasta 40 cm de potencia.
- 0.7 m: nivel dolomítico de color gris-verdoso con restos vegetales que presenta alto grado de silicificación.
- 0.3 m: margas blancas.
- 2.4 m: tramo carbonático formado a base, por dolomías masivas de color gris claro con huellas de raíces rellenas de arcillas. A techo, las dolomías son brechoides, de color blanco, acabando en niveles masivos silicificados con moldes de lenticulas de yeso.
- 1.7 m: alternancia de margas y niveles dolomíticos silicificados.
- 0.7 m: dolomías silicificadas.
- 3.5 m: alternancia de margas y calcomargas con niveles dolomíticos intensamente silicificados.
- 1.8 m: sucesión de tres niveles dolomíticos karstificados de color gris claro separados por margas.
- 2.2 m: nivel dolomítico de color ocre que es masivo hacia su base que a techo se va haciendo algo brechoide con huellas de raíces.
- 3.4 m: tramo semicubierto. Afloran niveles dolomíticos dispersos.
- 5.5 m: tramo cubierto. Presenta un cambio de color hacia tonos ocre.



UNIDAD INTERMEDIA

SUBUNIDAD DM_D - INT



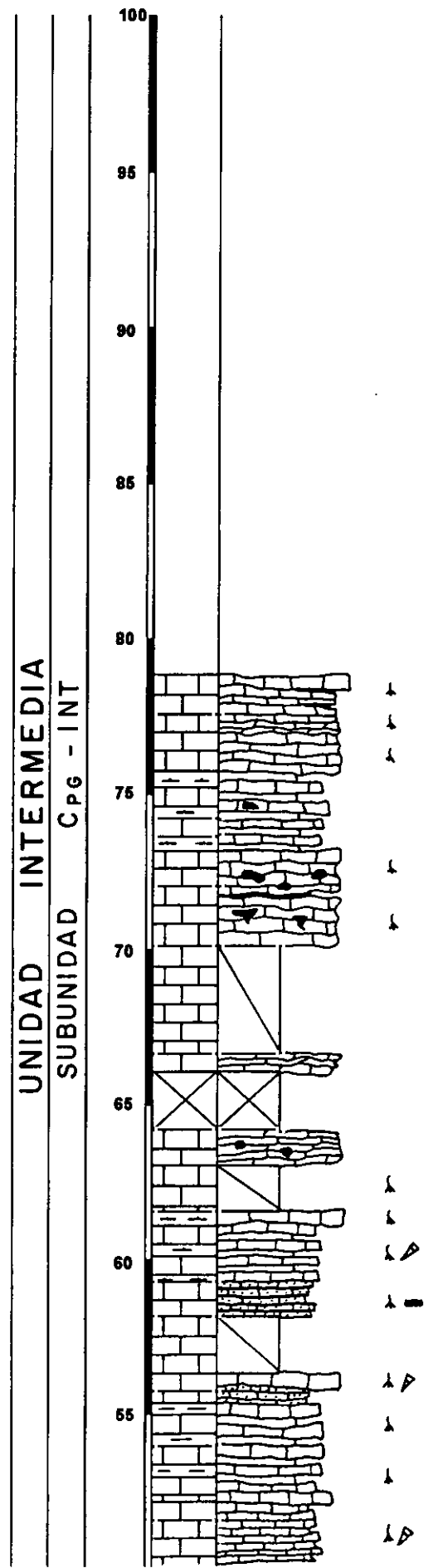
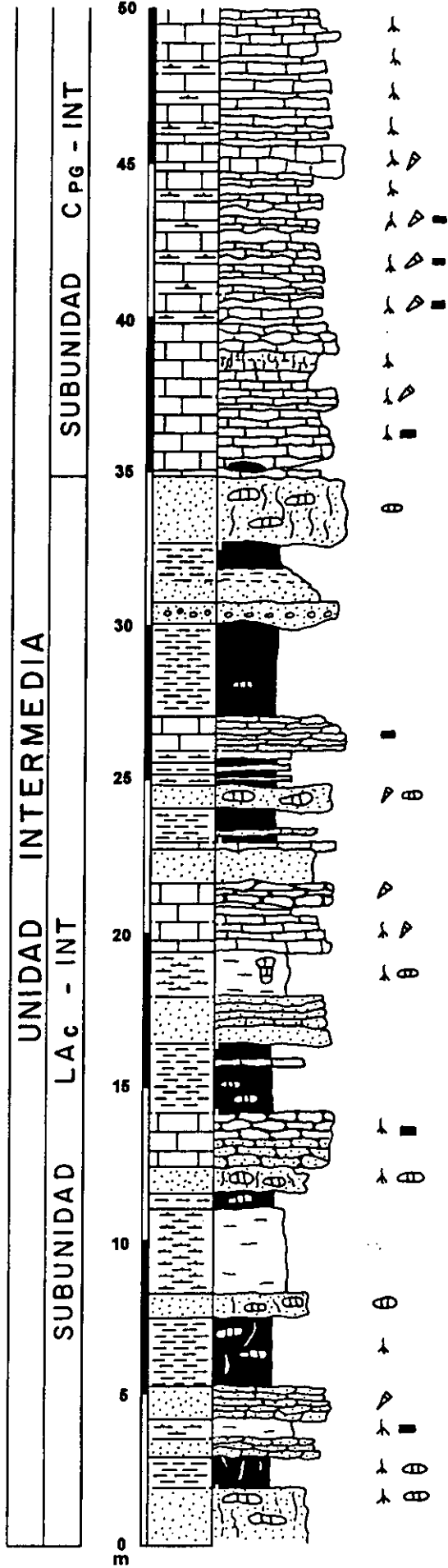


Columna litoestratigráfica CRZ (78.6 m)

- 1.9 m: arenisca de grano fino de color rojizo con huellas de raíces y nodulizaciones de carbonato.
- 1 m: lutitas rojas con huellas de raíces con nódulos de carbonato, preferentemente a favor de las huellas de raíces.
- 0.6 m: areniscas calcáreas nodulosas algo recrystalizadas de color blanco con cierta orientación planar y óxidos de Fe.
- 0.7 m: margas grises con huellas de raíces ferruginizadas.
- 2.3 m: caliza gris recrystalizada fracturada y con orientación planar, con algunas intercalaciones arcilloso-limosas grises. La caliza es algo arenosa, posee gasterópodos, y son algo fétidas.
- 2.3 m: lutitas rojas marmorizadas con huellas de raíces.
- 0.8 m: arenisca de grano fino de color rojizo muy calcárea, con cementos de calcita.
- 2.7 m: margas blancas algo nodulosas y con orientación planar con algunos tramos más lutíticos.
- 0.5 m: lutitas rojas algo carbonatadas.
- 0.9 m: areniscas de grano fino-limos de color rojo algo carbonatadas, con huellas de raíces.
- 1.7 m: caliza gris-rosácea algo nodulosa con recrystalización parcial, huellas de raíces, nódulos de Fe, e indicios de karstificación. Hacia la base del tramo son más arenosas.
- 2.3 m: lutitas y limos rojos con una intercalación de un nivel muy irregular de carbonato blanco muy arenoso.
- 1.5 m: arenisca de grano medio calcárea de color rojo, con orientación de tipo planar.
- 1.5 m: margas y lutitas versicolores que hacia techo pasan a margas grises con huellas de raíces.
- 2.2 m: caliza gris-blanca con orientación planar y algunos terrígenos. Se reconocen algunos restos de gasterópodos. Las huellas de raíces abundan hacia la base del tramo, mientras que hacia el techo son calizas nodulosas.
- 1.1 m: arenisca de grano fino rojiza con matriz calcárea algo nodulosa y base y techo irregulares.
- 0.2 m: caliza blanca algo arenosa.
- 1.1 m: lutitas y limos de color rojo con alguna intercalación de areniscas calcáreas.
- 0.7 m arenisca de grano fino-limos muy calcáreos de color rojo con gasterópodos.
- 1.1 m: alternancia de margas grises y arcillas rojas nodulosas.
- 1.1 m: caliza gris-blanca con orientación planar algo pulverulenta, cementada por calcita y con óxidos de Fe.
- 3 m: lutitas rojas.
- 0.7 m: arenisca roja de grano medio a grueso con pasadas de gravas a base y matriz carbonático-arcillosa.
- 1.7 m: arenisca de grano fino roja y con matriz calcáreo-arcillosa a la base, que hacia techo va pasando a términos más arcillosos.
- 2.1 m: arenisca de grano fino-limo calcárea de color blanquecino a rojizo, según el tramo. Existen huellas de raíces y algunas nodulizaciones de carbonato.
- 5 m: sucesión de calizas recrystalizadas de color gris-blanquecino y gris-oscuro con huellas de raíces y gasterópodos.
- 4.9 m: alternancia de calizas y margas blancas, donde los niveles calizos poseen morfologías irregulares, huellas de raíces, gasterópodos, y en algunas ocasiones se encuentran karstificadas. Son frecuentes las acumulaciones de óxidos de Fe.
- 0.9 m: caliza blanca pulverulenta con abundantes huellas de raíces donde se acumulan óxidos de Fe, y moldes de gasterópodos.

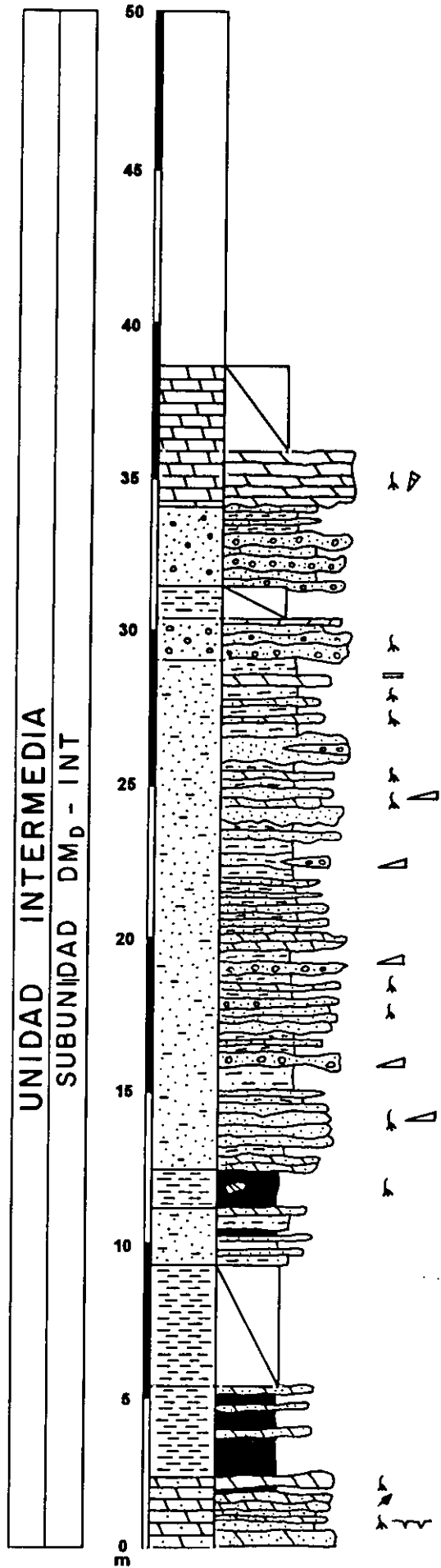
- 3.2 m: alternancia de niveles calizos blancos, pulverulentos, con huellas de raíces, de unos 30-40 cm separados por finas láminas margosas.
- 3.1 m: sucesión de niveles tabulares de caliza gris blanca, pulverulenta, con huellas de raíces y gasterópodos.
- 2.2 m: alternancia de niveles calizos bioturbados con gasterópodos separados por finos tramos menores de margas blancas.
- 1 m: tramo calcáreo en el que a la base se encuentran calizas arenosas mientras que a techo se localizan niveles con abundantes huellas de raíces y gasterópodos.
- 1.9 m: tramo semicubierto. Afloran calizas tabulares oscuras o de color ocre-amarillento con huellas de raíces.
- 1.1 m: niveles calizos tabulares de color gris-oscuro recrystalizados parcialmente separados por finas láminas margosas, que hacia la base posee abundantes huellas de raíces.
- 2.3 m: sucesión de niveles calizos con finas intercalaciones margosas. Son niveles tabulares, algunos de colores oscuros y otros blanquecinos de hasta 10 cm de potencia con huellas de raíces y gasterópodos.
- 1.5 m: tramo semicubierto con afloramientos dispersos de carbonatos bioturbados.
- 1.1 m: nivel de caliza tabular oscura en la base, que hacia techo pasa a poseer una orientación planar . Existen evidencias de karstificación.
- 1.9 m: tramo cubierto.
- 0.6 m: niveles tabulares de caliza muy recrystalizados, de color oscuro.
- 3.5 m: tramo semicubierto, donde afloran a techo dos niveles carbonáticos recrystalizados de aspecto noduloso.
- 3 m: calizas grises con alta recrystalización y huellas de raíces. Presentan evidencias de karstificación y en ocasiones se separan por finas intercalaciones de tipo margoso.
- 2.5 m: alternancia de niveles calizos muy recrystalizados de unos 0.4 m y finos niveles de margas blancas. A techo se encuentran karstificadas.
- 3.2 m: niveles de caliza gris recrystalizada con abundantes huellas de raíces que se separan por finas láminas margosas y se encuentran algo karstificadas.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA CRZ



Columna litoestratigráfica ARC (38.6 m)

- 2.2 m: tramo de dolomías arenosas y arenas dolomíticas de color blanco con intercalaciones de arcillas verdes. Generalmente poseen un alto grado de bioturbación por raíces, restos vegetales y en algunos casos, huellas de desecación.
- 3 m: arcillas verdes con algunas intercalaciones de niveles centimétricos canalizados planos de arenisca de grano fino a grueso, especialmente en la parte superior.
- 3.7 m: tramo semicubierto que se compone de una alternancia de arcillas y limos verdes con finos niveles arenosos, de grano fino a medio, o niveles dolomíticos arenosos de color blanco.
- 1.8 m: limos y arcillas grises-ocres con alta fisibilidad, huellas de raíces, y algunos cantos de grava dispersos. Además, pueden localizarse finos niveles irregulares dolomítico-arenosos.
- 1.3 m: arcillas y limos verdes-ocres con algunos finos niveles intercalados de areniscas de grano fino a medio.
- 16.4 m: tramo complejo compuesto por una sucesión de limos verdes, grises y ocres con intercalaciones de niveles dolomíticos, dolomíticos arenosos, arenoso-dolomíticos, y arenosos de morfologías tabulares a irregulares con abundantes huellas de raíces. En ocasiones se encuentran niveles canalizados de gravas silíceas que se acuñan lateralmente.
- 1.3 m: sucesión de niveles de gravas y arenas gruesas con matriz arcillosa, con algún nivel dolomítico blanco de unos pocos cm. En algún caso se han localizado cantos de cuarcita de hasta 10 cm de diámetro. Hacia techo se encuentra un nivel dolomítico altamente bioturbado por raíces.
- 1.1 m: tramo semicubierto. Los escasos afloramientos pertenecen a niveles arenosos con cantos de grava dispersos, de morfología incierta, intercalado con limos ocres y con huellas de raíces.
- 2.4 m: sucesión de niveles conglomeráticos en matriz arenosa-arcillosa pobremente seleccionados. Se encuentran cantos de hasta 10 cm de diámetro. Hacia techo, los niveles son de arenas de grano fino-limos de color verde ocre con morfologías tanto tabulares como irregulares.
- 5.4 m: niveles dolomíticos de gran potencia de color blanco con huellas de raíces y gasterópodos. Los últimos 2.7 m se encuentran semicubiertos.

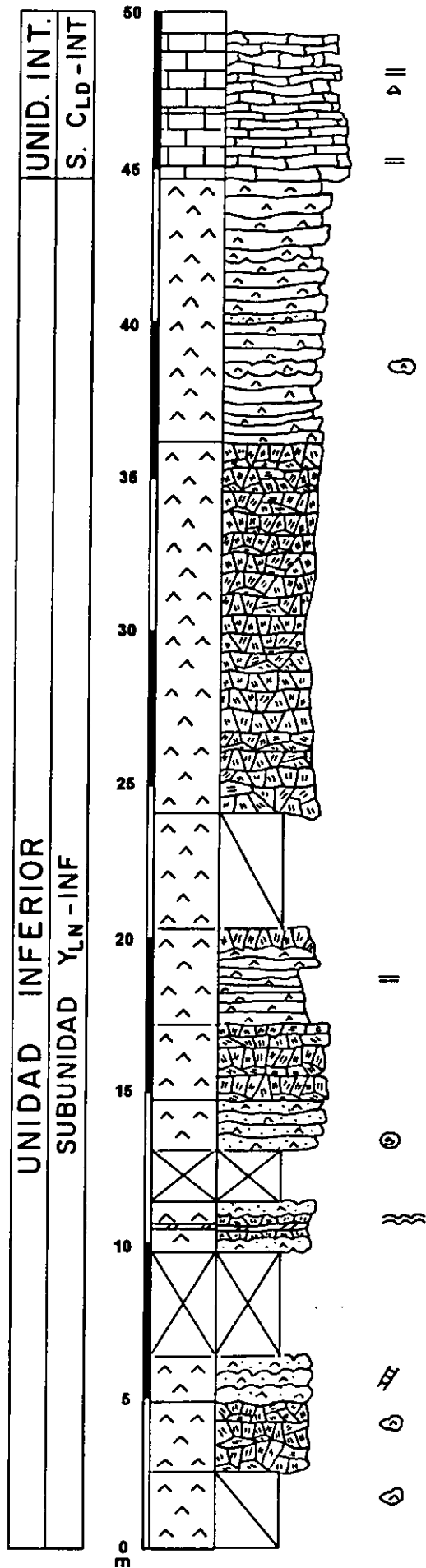


Columna litoestratigráfica FDP (43.4 m)

- 17.4 m: tramo complejo formado por niveles yesíferos de hasta 40 cm de potencia, que pueden ser nodulares de texturas alabastrinas y principalmente macrocristalinos, que pueden presentarse de forma más o menos al azar, o con cierta orientación vertical. Abundan las eflorescencias de epsomita y se distinguen magnesitas entre los diferentes niveles.
- 17.2 m: tramo semicubierto de carácter yesífero, aunque se distinguen niveles de yeso macrocristalino al azar, y yeso microcristalino sacaroideo algo blando y disgregable.
- 3.2 m: yeso meganodular alabastrino y yeso micro-mesocristalino blando y alterado que forman niveles muy irregulares.
- 2.5 m: limos, arcillas y margas magnesíticas, siendo estas últimas muy abundantes.
- 1.6 m: calizas de color ocre de textura granuda.
- 0.3 m: calizas de textura granuda algo compactas.
- 0.6 m: niveles tabulares de caliza con laminación.

Columna litoestratigráfica VCT (49.3 m)

- 2.6 m: tramo semicubierto, donde se diferencia algún afloramiento con yeso nodular.
- 2.3 m: yeso macrocristalino, parcialmente calcitizados, que se estructuran de forma difusa en subniveles con algún nódulo alabastrino intercalado.
- 1.5 m: yeso microcristalino pulverulento con nódulos alabastrinos intercalados y venas de yeso fibroso (*satinspar vein*).
- 3.4 m: tramo cubierto.
- 1.7 m: yeso microcristalino blanco pulverulento con nódulos de yeso alabastrino. Hacia la mitad del tramo se encuentra yeso macrocristalino y algunas láminas magnésicas.
- 1.7 m: tramo cubierto.
- 1.7 m: niveles de yeso microcristalino pulverulento muy blando, con áreas disueltas y silicificaciones, que alternan con finos niveles arcillosos y/o magnésicos.
- 2.4 m: niveles de yeso macrocristalino que se separan por limos carbonatados.
- 3.1 m: yesos mesocristalinos laminados muy alterados intercalados con láminas arcillosas que pasan hacia techo a niveles de yeso macrocristalino.
- 3.7 m: tramo semicubierto, con retazos de yeso macrocristalino.
- 12.2 m: sucesión de niveles de yeso macrocristalino.
- 8.5 m: niveles de yeso masivo microcristalino de color ocre, afectados por meteorización-calcitización, con intercalaciones de yeso nodular.
- 2.1: caliza de color ocre y gris claro muy heterogénea y porosa. Existencia de laminación paralela a la base del tramo.
- 2.4 m: niveles de caliza ocre tabulares (40-50 cm), aunque en ocasiones poseen base y techo algo sinuoso, laminación paralela, y se encuentran separados por finas láminas arcillosas. Se encuentran algo karstificados.

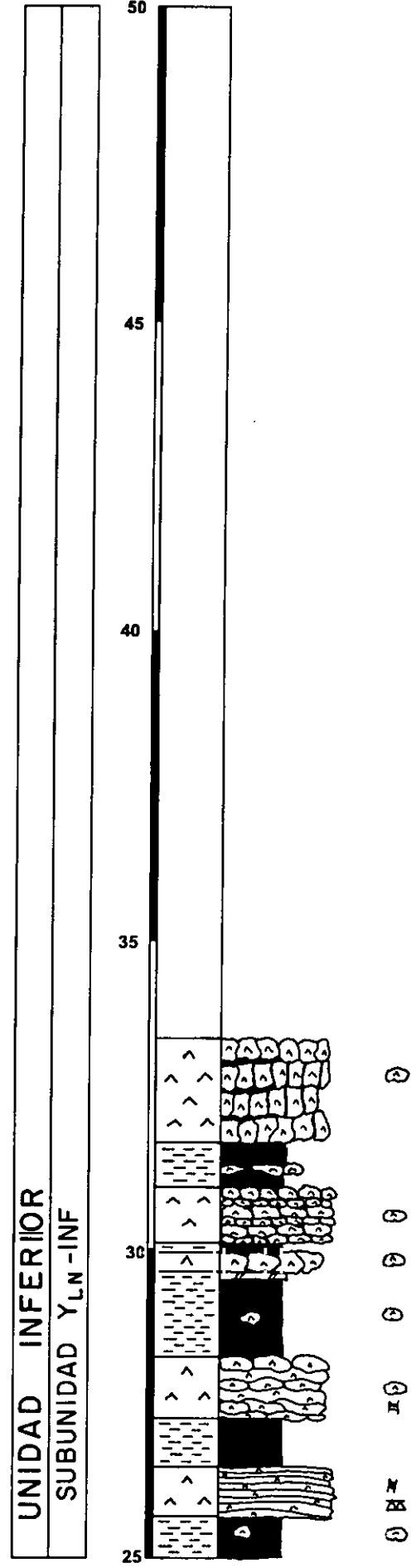
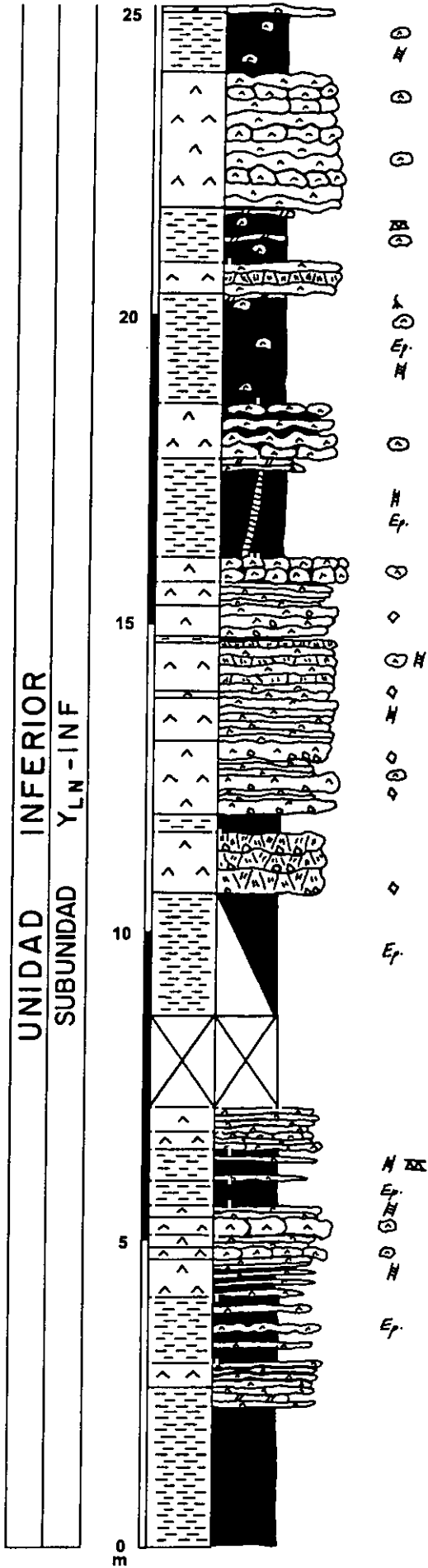


Columna litoestratigráfica SES-1 (33.4 m)

- 2.5 m: arcillas rojas que hacia techo van pasando a arcillas verdes y grises. El techo de este tramo se encuentra formado por 30 cm de yesos laminados mesocristalinos con magnesita/arcillas y un nivel nodular masivo y continuo de unos 5-7 cm.
- 0.4 m: yesos laminados mesocristalinos (1 cm de espesor) con intercalaciones de arcillas rosadas-verdes y alguna lámina magnesítica. Las láminas de yeso se individualizan a su vez en otros finos subniveles de 2-3 mm muy irregulares, separados por arcillas verdes.
- 1.1 m: tramo básicamente arcilloso que hacia la base presenta arcillas gris oscuro con algunas láminas de yeso mesocristalino, *satinspar vein*, y un nivel tabular de yeso alabastrino-nodular (3 cm de espesor). Hacia el techo se presentan arcillas grises verdosas masivas con abundantes eflorescencias de epsomita. Los últimos 5 cm pertenecen a un interlaminado milimétrico de magnesita y arcillas oscuras.
- 0.6 m: láminas subcentimétricas de yeso mesocristalino oscuro intercaladas con magnesita. *Satinspar vein* horizontales.
- 0.2 m: nivel de yeso nodular muy irregular, con deformación de laminación infra y suprayacente.
- 0.2 m: yeso laminado con magnesita y arcillas magnesíticas.
- 0.3 m: dos niveles de yeso nodular irregular que deforman laminaciones.
- 0.2 m: yeso laminado con magnesita y *satinspar vein* horizontales de varios cm de potencia.
- 0.4 m: arcillas verde pálido con abundante epsomita.
- 0.5 m: arcillas verdes y grises con *satinspar vein* y *cone in cone* horizontales en yeso. Hay finas laminaciones de magnesita asociadas a niveles aislados de yeso mesocristalino.
- 0.3 m: dos niveles de yeso nodular muy continuo separado por un pequeño tramo de yesos laminados no deformados.
- 0.4 m: yeso laminado mesocristalino oscuro con muy pocas intercalaciones arcillosas, que hacia techo se hacen magnesíticas.
- 1.5 m: tramo cubierto.
- 2 m: tramo semicubierto, en el que a techo se diferencian arcillas verdosas-grisáceas con óxidos de Mn y jarosita. Abundantes eflorescencias de epsomita.
- 1 m: niveles de unos 3-5 cm de espesor, que son altamente irregulares y discontinuos, y se encuentran compuestos por yeso macrocristalino que se intercalan con arcillas y magnesitas. Hacia la base de cada nivel, es frecuente encontrar pseudomorfos de glauberita en yeso de textura alabastrina.
- 0.3 m: arcillas laminadas oscuras a la base, que hacia techo pasan a un fino interlaminado de arcillas grises y magnesitas.
- 1.2 m: niveles masivos irregulares de color gris-blanco ocre y espesor variable entre 1 y 10 cm. Hacia la base de los niveles se distinguen pseudomorfos de glauberita en textura alabastrina. Entre los niveles citados se distinguen conjuntos de unos 5 cm de yeso laminado oscuro subcentimétrico, micronodular, con intercalaciones magnesíticas.
- 0.7 m: yeso laminado (hasta 1.5 cm de espesor) con magnesita y *satinspar vein* horizontales.
- 0.1 m: nivel de yeso muy irregular de textura alabastrina con pseudomorfos de glauberita a la base.
- 0.8 m: yeso laminado meso-macrocrystalino irregular (hasta 1.5 cm de espesor), de color oscuro, que a veces toma un aspecto micronodular. Se intercala con magnesitas y *satinspar vein* horizontales.
- 0.1 m: interlaminado de magnesita con arcillas de color gris oscuro sobre un *satinspar vein*.
- 0.5 m: niveles muy irregulares de yeso, de textura alabastrina, con pseudomorfos de glauberita.

- 0.4 m: yesos finamente laminados con magnesita y arcillas oscuras ricas en materia orgánica. Existencia de algún fino nivel nodular discontinuo.
- 0.4 m: sucesión de niveles nodulares con individualización de nódulos de hasta 10 cm de potencia, si bien el tamaño medio oscila entre 2-3 cm.
- 1.6 m: arcillas de color gris-verde pálido con eflorescencias de epsomita y *satinspar vein* oblicuo-verticales. Hacia techo del tramo se encuentran interlaminados de arcillas-magnesitas y *satinspar vein* horizontales.
- 0.9 m: niveles muy irregulares de yeso con cierta continuidad lateral y espesor entre 5-10 cm, que se separan por arcillas y magnesíticas. A techo parece diferenciarse morfologías subesféricas nodulares de hasta 4 cm.
- 1.8 m: arcillas gris-verdosas con *satinspar vein* verticales y nódulos aislados de yeso de 2-3 cm. Se encuentran eflorescencias de epsomita, jarosita, óxidos de Mn. Los últimos 20 cm son un interlaminado de arcillas grises, magnesita, finos niveles de yeso micronodular y *satinspar vein* horizontales. Las arcillas presentan bioturbación a techo.
- 0.5 m: niveles irregulares de yeso nodular masivo y yeso macrocristalino de unos 5-7 cm de potencia que se separan por finas intercalaciones arcilloso-magnesíticas.
- 0.9 m: interlaminaciones subcentimétricas de magnesita, arcillas marrones y grises oscuras. Existen abundantes nódulos aislados de yeso de hasta 10 cm de diámetro y estructuras de *cone in cone* en yeso.
- 2.2 m: niveles muy irregulares de yeso nodular de hasta 30 cm de potencia. Aunque la textura general de los niveles es alabastrina masiva, se llegan a individualizar nódulos de más de 15 cm de diámetro. Hacia la base hay yeso laminado con algún nódulo de yeso aislado.
- 0.9 m: arcillas marrones con alguna lámina magnesítica, *satinspar vein* horizontales, y niveles de yeso micronodular de hasta 2 cm de espesor. Hay nódulos de yeso aislados de hasta 30 cm y hacia techo se pasa a arcillas de color gris.
- 0.1 m: láminas de yeso con magnesita.
- 0.6 m: arcillas de color gris claro con alguna lámina de magnesita y nódulos de yeso dispersos de hasta 4 cm de diámetro.
- 0.8 m: láminas de yeso de aproximadamente 1 cm de espesor con intercalaciones de arcillas marrones, ocre y magnesitas. Hay *satinspar vein* y *cone in cone* en yesos.
- 0.8 m: arcillas verde pálido con óxidos de Mn que hacia el techo pasan a 10 cm de alternancia de magnesita y arcillas verde-pálido con pequeños niveles de yeso de carácter nodular.
- 1 m: niveles irregulares (unos 15 cm) de yeso nodular de cierta continuidad separados por finos niveles arcilloso-magnesíticos. Pueden verse nódulos aislados de hasta 20 cm de potencia. Hay una tendencia estratocreciente hacia techo, apareciendo los nódulos con una morfología oval de hasta 50 cm de largo. Abundantes *satinspar vein*.
- 1.4 m: arcillas grises a gris verdosas con pequeños nódulos de yeso de aproximadamente 1 cm de diámetro que se encuentran ferruginizados. Los últimos 20 cm se caracterizan por un bandeado de arcillas verdes, pardo-rojizas y magnesíticas.
- 0.3 m: nivel de yeso nodular con extensión lateral, a veces con laminaciones arcillosas entre nódulos.
- 0.2 m: interlaminado de arcillas oscuras, grises y magnesita con algún fino nivel yesífero.
- 0.9 m: niveles nodulares de unos 20 cm separados por laminaciones arcilloso-magnesíticas. Cada nivel presenta hacia la base un carácter micronodular (1-2 cm) pasando hacia techo a mayores tamaños. Lateralmente, se estructuran de forma nodular-columnar.
- 0.7 m: interlaminado de arcillas y magnesitas con algunos niveles discontinuos intercalados de yeso nodular.
- 1.7 m: niveles de yeso nodular de 15-20 cm con cierta continuidad lateral y disposición columnar. Entre cada nivel se encuentran niveles arcilloso oscuro-magnesíticos (< 3 cm).

SES-1



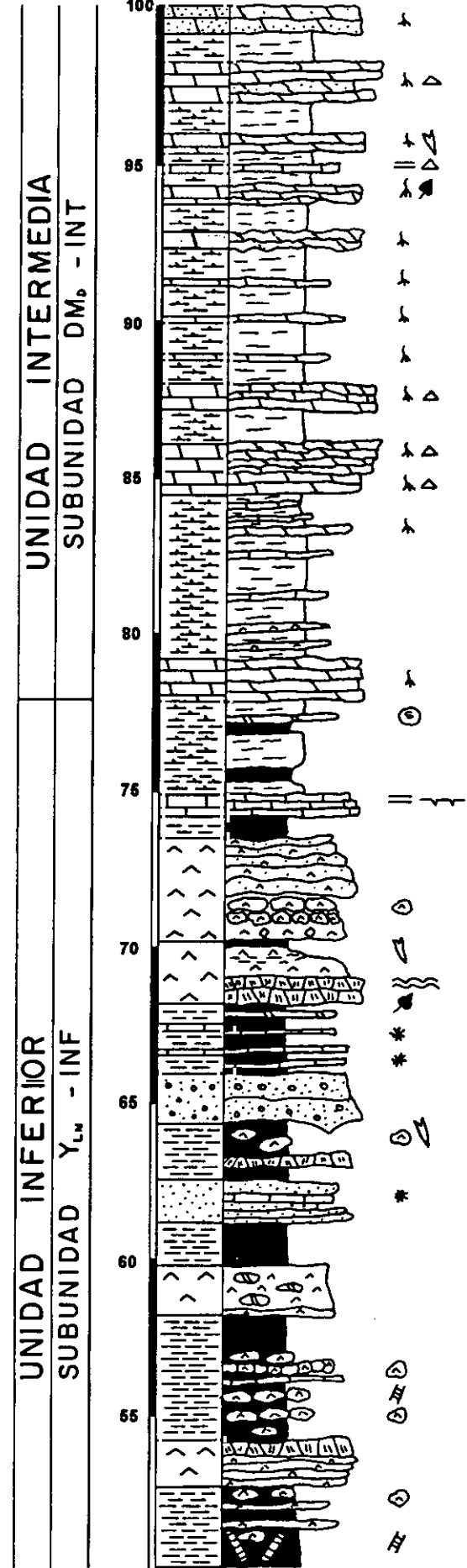
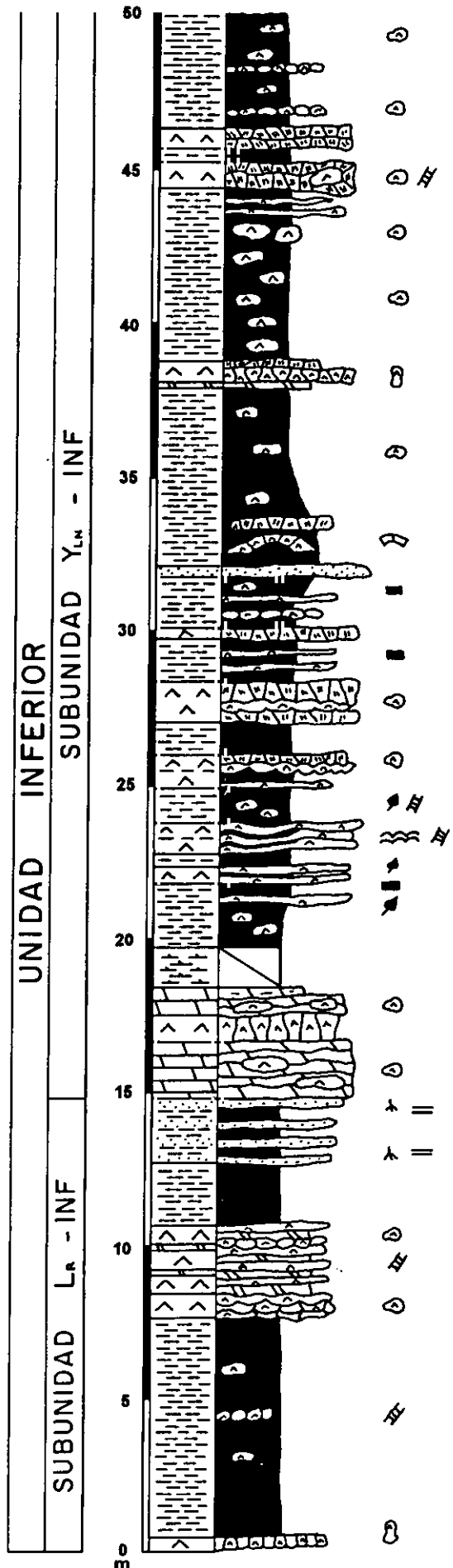
Columna litoestratigráfica SES-2 (146.5 m)

- 0.5 m: yeso alabastrino nodular-columnar con magnesita como matriz de los mismos.
- 7.2 m: arcillas rojas, con gran cantidad de eflorescencias de epsomita, *satinspar vein*, nódulos aislados de yeso alabastrino. Hacia techo, en el último metro y medio, pasan a arcillas verdes y ocreas.
- 0.8 m: tramo que comprende 2 o 3 niveles formados por yeso micronodular (0.5-3 cm) en matriz magnesítica que lateralmente pasan a yeso macrocristalino.
- 2.2 m: sucesión de yeso laminado mesocristalino (<1 cm), niveles nodulares masivos continuos (hasta 30 cm de espesor), y niveles de yeso nodular-columnar, que alterna con finos niveles centimétricos de magnesita, margas y arcillas magnesíticas. Abundantes eflorescencias de epsomita.
- 2.1 m: lutitas rojas.
- 2.1 m: alternancia de niveles tabulares (5 a 30 cm) de arenisca rojiza laminada cementada por yeso con limos de color rojo. Las areniscas son fundamentalmente silíceas, de grano medio, aunque se distinguen clastos de magnesita de tamaño grava. En algunos niveles hay huellas de raíces.
- 1.8 m: nivel de dolomía de color blanco, nodulosa, y con evidencias de recristalización. Se encuentra cementada de forma importante por yeso, de forma que, en ocasiones, se asemeja a nódulos de yeso.
- 0.9 m: yeso nódulo-columnar.
- 0.9 m: nivel dolomítico de color blanco que se encuentra cementado por yeso.
- 1.3 m: tramo semicubierto compuesto por intercalaciones de margas marrones y yeso macrocristalino, con algunos nódulos de yeso aislados.
- 2.1 m: lutitas y margas grises-verdes con restos vegetales flotados y micronódulos de yeso (hasta 2 cm). En la mitad superior existe un tramo de unos 20 cm de yeso laminado (<1 cm) alternando con arcillas ocreas y magnesitas. Existencia de óxidos de Fe.
- 0.5 m: tramo de yesos laminados mesocristalinos (< 0.5 m) con intercalaciones más potentes de arcillas negras o grisáceas y/o magnesitas (2-3 cm). Eflorescencias de epsomita y restos vegetales flotados.
- 0.4 m: arcillas grises-marrón oscuro.
- 1 m: tramo de yesos laminados mesocristalinos (< 0.5 m) con intercalaciones de arcillas y/o magnesitas. Eflorescencias de epsomita y restos vegetales flotados.
- 1.1 m: arcillas grises a grises oscuras con restos vegetales y algunos nódulos de yeso de pequeño tamaño y algún *satinspar vein*.
- 1.1 m: tramo complejo formado por láminas de yeso mesocristalino, niveles de yeso masivo nodular y arcillas marrones-rojizas a magnesitas. A techo se localiza un nivel de yeso macrocristalino.
- 1.1 m: arcillas verde-marrones.
- 1.3 m: niveles de yeso macrocristalino (15-20 cm) y yeso nodular con matriz magnesítica. Existencia de eflorescencias de epsomita.
- 1.4 m: arcillas verde-marrones con alguna intercalación de láminas de yeso, con óxidos de Fe y micronódulos.
- 0.3 m: nivel de yeso macrocristalino.
- 1.6 m: arcillas rojas, a veces bastante micáceas, con intercalaciones nodulares (diámetro máximo 10 cm) y de yeso laminar con óxidos de Fe. Hacia techo se encuentra un nivel de yeso macrocristalino.

- 0.3 m: niveles tabulares centimétricos de arenisca de grano fino cementadas por yeso, de color gris oscuro, y con granos de magnesita algo más grandes de lo normal.
- 5.8 m: tramo que se compone a base de arcillas rojas con intercalaciones de algunos niveles de 3-4 cm de arenisca yesificada con granos de magnesita, y niveles de yeso macrocristalino, que pueden aparecer con morfología dómica. Hacia techo, las arcillas son verde-ocres con algunas pasadas rojizas que se caracterizan por poseer abundantes intercalaciones nodulares, de hasta 25 cm de diámetro. Existencia de *satinspar vein*.
- 0.2 m: magnesita y arcillas magnesíticas interlaminadas.
- 0.7 m: yeso nodular-columnar de textura alabastrina en matriz magnesítica. Hacia techo toma una textura macrocristalina.
- 5.6 m: arcillas grises a ocre con nódulos aislados de yeso de hasta 5 cm de diámetro. Hacia techo se pasa a arcillas negras con abundantes *satinspar vein* en todas las direcciones del espacio, grandes nódulos de yeso (hasta 40 cm de diámetro), y niveles irregulares aunque continuos de yeso con magnesita y eflorescencias de epsomita.
- 0.8 m: niveles de yeso macrocristalino muy alterado con algún nódulo de yeso alabastrino intercalado, que se separan por arcillas y/o magnesitas.
- 0.4 m: arcillas ocre y rojizas laminadas algo magnesíticas.
- 0.7 m: niveles de yeso macrocristalino.
- 6.2 m: tramo arcilloso; hacia la base se compone de arcillas verde a marrones con intercalaciones de niveles de yeso masivo-nodular; en la parte media, se encuentran arcillas grises y gris-oscuro con nódulos de yeso de unos 2 cm de diámetro y algunos niveles continuos masivo-nodulares de unos 5 cm de espesor. A techo, se encuentran arcillas grises y verdes con nódulos de yeso de hasta 3 cm de diámetro, y láminas de yeso mesocristalino translúcido con magnesita.
- 1.5 m: yeso laminado mesocristalino translúcido (2-3 cm) que alternan con arcillas marrones. Hacia techo, la potencia de las láminas de yeso se reduce a 1 cm, y tienen texturas alabastrinas. A techo se encuentra un nivel de yeso macrocristalino.
- 4.1 m: arcillas grises-verdes a gris oscuro, con nódulos de yeso mayores de 10 cm, que hacia techo pasan a arcillas ocre y pardas, y finalmente rojizas. Hacia la parte media, existen abundantes *satinspar vein* horizontales.
- 1.6 m: nivel de yesos laminados hacia la parte inferior, y en el resto del tramo existencia de una masa heterogénea yesífera con matriz carbonática-arcillosa ocre y pequeños granos de magnesita.
- 1.4 m: arcillas verde-grises.
- 1.4 m: alternancia de arcillas anaranjado-rojizas y niveles tabulares de limos arenosos de entre 3-4 cm, así como niveles de caliza oscura con nódulos botroidales de aragonito, que a veces se encuentran reemplazados por calcita.
- 1.8 m: arcillas marrones con nódulos de pequeño tamaño de yeso, y macrolentículas de yeso. Existencia de un nivel intercalado de yeso macrocristalino.
- 1.6 m: niveles conglomeráticos polimícticos ocre de base erosiva (centil de unos 2 cm) de matriz arenosa. Se encuentran localmente cementados por yeso. Los componentes son cuarzo, cuarcita, pizarra y magnesita. Hacia techo pasan a ser areniscas de grano medio.
- 2.2 m: limos carbonatados en tábulas muy oscuras alternando con arcillas grises, ocre y magnesíticas, que poseen aragonito botroidal. A techo se encuentran láminas de yeso mesocristalino.
- 2 m: tramo complejo formado por niveles de yeso macrocristalino a la base separados por niveles de arcillas y magnesitas, que pasan hacia el techo a un yeso de textura alabastrina altamente alterado rico en impurezas arcillosas. El último tramo se compone de arcillas grises, verdes y ocre-rojizo con macrolentículas de yeso.

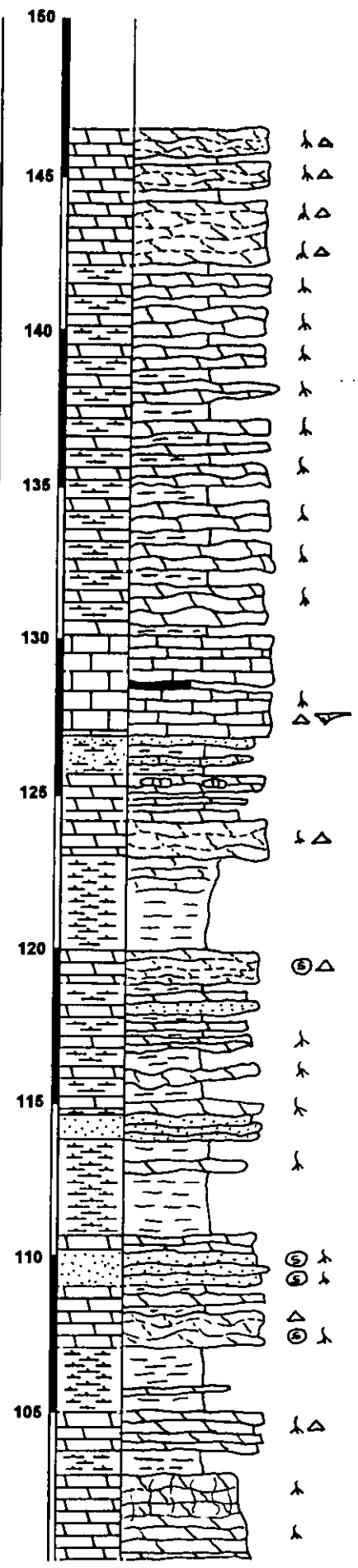
- 3.3 m: tramo yesífero compuesto de niveles de yeso nodular, niveles con pseudomorfos de glauberita, yesos laminados de textura alabastrina, y nódulos aislados de yeso de hasta 40 cm.
- 0.7 m: arcillas grises y ocre.
- 0.7 m: niveles tabulares de calcita de 1-3 cm que se intercalan con arcillas y margas verdes.
- 3 m: alternancia de arcillas y margas verdes con tonalidades rojizas y *mudcracks*. Existen intercalaciones magnesíticas hacia techo se localizan arcillas-margas negras (turba) y niveles de sílex.
- 1.4 m: niveles de dolomías blancas de unos 15 cm con una tendencia estratocreciente que se encuentran cementadas por yeso. Existen huellas de raíces hacia el techo.
- 5.3 m: tramo predominantemente margoso; margas y arcillas verdes con pasadas rojizas, con finas intercalaciones de láminas de yeso y niveles tabulares de caliza verde. Hacia la parte media se encuentran niveles negros de turba con algún carbonato dolomítico de unos 40 cm con huellas de raíces.
- 1.6 m: niveles dolomíticos irregulares de color gris-ocre con huellas de raíces, que poseen estructura masiva hacia la base, pero que son brechoideos y nodulosos hacia techo.
- 1.1 m: margas grises y rojizas que hacia techo pasan a colores ocre-verdes.
- 0.8 m: niveles dolomíticos de color blanco-crema, siendo homogéneo con huellas de raíces hacia la base, y brechoideo hacia el techo.
- 4.3 m: tramo margoso; margas verdosas y de color crema con intercalaciones de niveles dolomíticos de color blanco con orientación planar y cantos blandos de margas verdes. Hacia techo, las margas pasan a un color más grisáceo.
- 0.6 m: dolomía con orientación planar en la zona inferior y con abundantes huellas de raíces en la parte superior.
- 0.9 m: margas verde pálidas y gris claro con huellas de raíces.
- 0.6 m: nivel dolomítico homogéneo y tabular con huellas de raíces y restos vegetales.
- 0.4 m: margas de color pardo-oscuro que pasan a techo a margas blancas bioturbadas.
- 0.3 m: calizas de aspecto brechoide a base y techo pero que son laminadas hacia el centro del nivel. Existen moldes de lenticulas de yeso.
- 0.3 m. margas grises-ocres.
- 0.6 m: nivel dolomítico blanco-gris con huellas de raíces.
- 1 m: margas de color blanco a la base y grises-verdosas a techo.
- 1.3 m: niveles dolomíticos blancos de unos 15 cm con huellas de raíces y brechoides. Hacia la parte media hay un nivel calizo verdoso arenoso.
- 0.9 m: margas verdes y gris-oscuro con materia orgánica.
- 0.9 m: dolomías de color blanco, bioturbadas, bastante arenosas.
- 2.7 m: niveles dolomíticos blancos de potencia variable en la lateral con huellas de raíces, especialmente a techo.
- 0.8 m: margas anaranjadas y pardas bioturbadas.
- 1.3 m: alternancia de niveles carbonáticos dolomíticos de unos 30 cm con margas. Las dolomías se encuentran muy bioturbadas y brechificadas, con estructuración columnar.
- 2.1 m: margas gris-verdosas bioturbadas con alguna intercalación de dolomías.
- 2 m: nivel de dolomías altamente brechoides, con abundantes huellas de raíces, con silicificación en la zona inferior, e intercalaciones de margas verdes.
- 1.2 m: niveles de arenisca verdosa de grano medio de unos 50 cm de potencia.
- 0.5 m: niveles dolomíticos algo recrystalizados de unos 20 cm con intercalaciones de margas ocre. Existen huellas de raíces, indicios de karstificación, y niveles irregulares de sílex.
- 3.1 m: margas de color marrón claro a gris con algunas pasadas de margas marrones.
- 0.8 m: niveles de arenisca verdosa de tamaño arena de grano fino-medio.

- 4.2 m: tramo complejo formado por una alternancia de niveles dolomíticos de unos 30 cm de potencia y margas ocre, marrones y verdes. En algún caso, se intercalan areniscas verdosas calcáreas. Los niveles calcáreos tienen huellas de raíces, son irregulares, brechoides, a veces algo karstificadas.
- 1.1 m: niveles de dolomía algo recrystalizada de color oscuro y muy brechoide, con estructuración columnar y silicificaciones.
- 3.1 m: hacia la base hay margas ocre y marrones, aumentando hacia techo el porcentaje de dolomía, apareciendo unos niveles calcomargosos oscuros.
- 2.7 m: niveles brechoides dolomíticos de color blanco, algo recrystalizadas a un color gris oscuro, con intercalaciones menores de margas ocre. Hacia techo, están recrystalizadas, de color gris oscuro, están karstificadas, son algo fétidas, cementadas por calcita.
- 1.2 m: margas arenosas ocre y marrones con un nivel dolomítico intercalado de color ocre.
- 3.2 m: niveles calizos brechoideos, algo karstificados, con cemento calcítico y con acumulación de terrígenos hacia la base.
- 1.2 m: alternancia de niveles dolomíticos de color blanco con huellas de raíces y orientación planar, y niveles de margas ocre, grises y verdosas.
- 4.5 m: sucesión de niveles brechoideos dolomíticos de color blanco con huellas de raíces y algunas intercalaciones margosas grises-verdes a techo.



UNIDAD INTERMEDIA

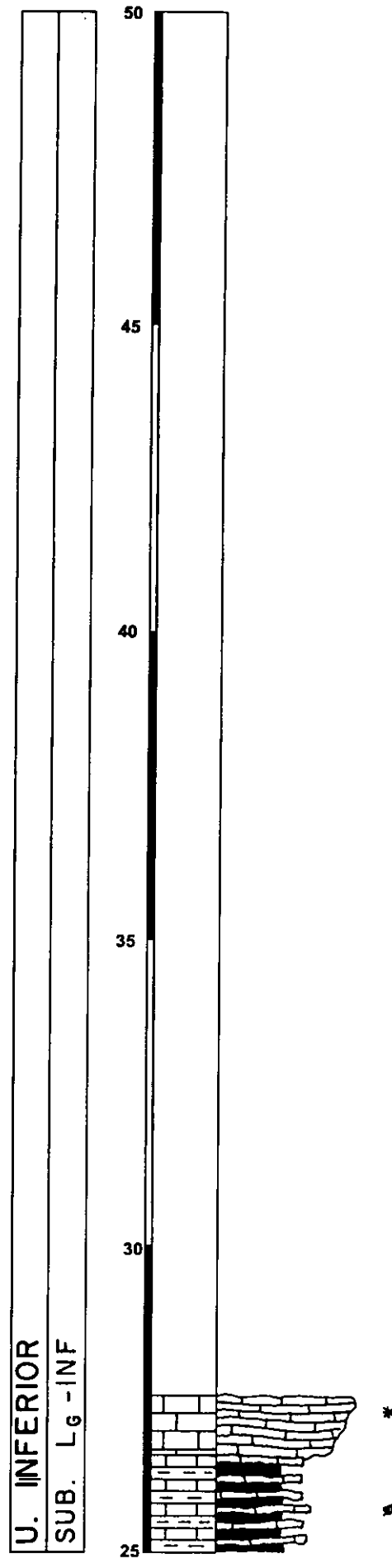
SUBUNIDAD DM_D - INT



Columna litoestratigráfica VÑA (27.55 m)

- 1 m: arcillas-margas gris-grises oscuras, ocre, y magnésicas laminadas. Son ricas en restos vegetales flotados, poseen niveles de oxidación y abundantes eflorescencias de epsomita.
- 1.7 m: arcillas-margas grises oscuras y magnesitas con gran cantidad de restos vegetales, eflorescencias de epsomita, con niveles de yeso laminado con aragonito asociado.
- 0.25 m: niveles yesíferos con aragonito botroidal.
- 0.6 m: arcillas-margas verdes oscuras a marrones.
- 0.4 m: sucesión con dos niveles tabulares aragonítico-calcíticos con yeso macrolenticular y rosas del desierto asociado. Existencia de abundantes restos vegetales asociados. El yeso se encuentra a techo de los niveles aragonítico-calcíticos.
- 2.7 m: arcillas-margas grises oscuras y marrones con restos vegetales, que hacia techo pasan a arcillas-limos de colores grises claro con jarosita y niveles con óxidos de Fe. Abundancia de eflorescencias de epsomita.
- 0.3 m: dos niveles calcítico-aragoníticos con yeso macrolenticular asociado con jarosita. Forman secuencias donde la magnesita pasa hacia techo niveles calcítico-aragoníticos y posteriormente yeso lenticular.
- 1.1 m: arcillas laminadas oscuras de color marrón-negro con tonos verdosos, que se intercalan con términos limosos, y que posee un nivel aragonítico a techo que se acompaña de yeso lenticular y jarosita.
- 2.3 m: arcillas ocre, grises y grises oscuras, que pasan hacia techo a limos, que conlleva una reducción de restos vegetales y jarosita en el mismo sentido.
- 0.2 m: niveles tabulares calcítico-aragoníticos con intercalaciones arcillosas con yeso fibroso y lenticular entre tábulas.
- 1.6 m: arcillas-limos grises, gris oscuros, de color pardo-ocre, violáceo-grisáceos, con niveles de oxidación y jarosita. A techo, hay un fino nivel tabular calcítico-aragonítico recristalizado de unos 5 cm de espesor.
- 3.7 m: limos violáceos, grises claros, amarillentos y rojos con algún resto vegetal, con intercalaciones arcilloso-margosas oscuras y algunas intercalación tabular calcítica-aragonítica. Existen yesos macrolenticulares y rosas del desierto. Abundantes eflorescencias de epsomita.
- 0.2 m: nivel calcítico-aragonítico con yeso macrolenticular y rosetas del yeso a techo.
- 1.3 m: arcillas versicolores entre verdes a marrones con abundantes restos vegetales.
- 1.1 m: niveles tabulares calcítico-aragoníticos intercalados con arcillas-limos muy finamente laminada, con yeso macrolenticular.
- 1.3 m: arcillas-margas laminadas de color negro con tonos grisáceos y ocre, con alguna variación a tramos limosos. Existencia de abundantes restos vegetales y yeso macrolenticular.
- 0.5 m: niveles calcítico-aragoníticos intercalados con arcillas y yeso macrolenticular y rosetas de yeso.
- 1.8 m: arcillas-limos laminados de colores ocre, grises, y marrones con gran cantidad de yeso macrolenticular de crecimiento desplazativo y rosetas de yeso. Existencia de restos vegetales flotados.
- 0.1 m: nivel de yeso lenticular y fibroso.
- 2.2 m: limos grises blanquecinos, violáceos, anaranjados y rojizos con macrolentículas de yeso.
- 2.1 m: limos y arcillas ocre-marrones y grises oscuros, con niveles tabulares aragonítico-calcíticos de hasta 1 cm.

- 1.1 m: sucesión de niveles tabulares calcítico-aragoníticos (abundancia de calcita granuda) de aproximadamente 1 cm de potencia intercalados con arcillas y limos oscuros de menor espesor.

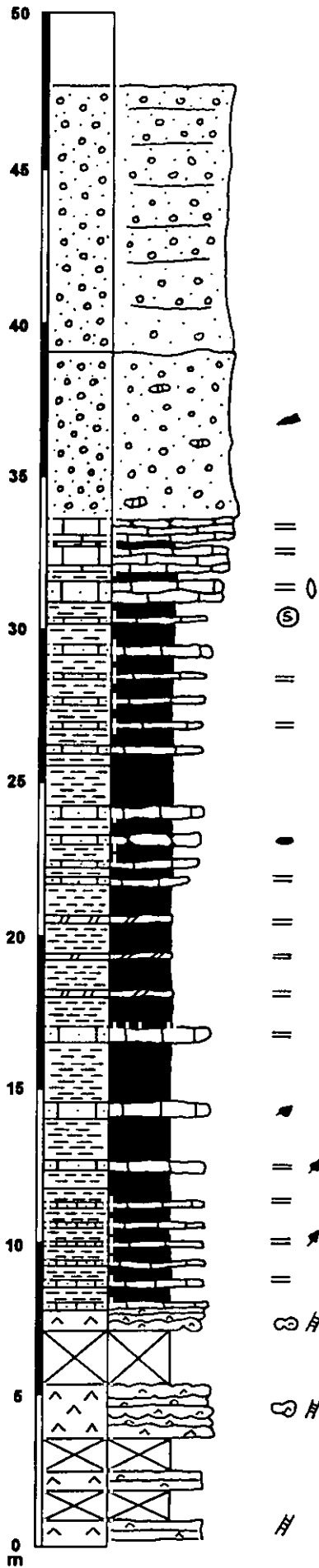
$$\bar{V} \bar{N} A$$


Columna litoestratigráfica VDO (47.8 m)

- 0.9 m: yesos laminados mesocristalinos (aproximadamente 1 cm de espesor de lámina), a veces micronodulares, que alternan con arcillas grises claro. Existen *satinspar vein* horizontales y eflorescencias de epsomita.
- 0.9 m: tramo cubierto.
- 0.6 m: yesos interlaminados con arcillas grises, si bien las láminas de yeso son subcentimétricas.
- 1.1 m: tramo cubierto.
- 1.8 m: yeso interlaminado (hasta 1 cm) con arcillas grises, margas y magnesitas, que hacia techo cambia a niveles nodulares masivos de hasta 10 cm de potencia con finas intercalaciones arcillosas. Existencia de *satinspar vein* horizontales y eflorescencias de epsomita.
- 1.7 m: tramo cubierto.
- 0.7 m: tramo yesífero que presenta hacia la base un nivel de yeso nodular de unos 10 cm de potencia, que pasa hacia techo a yeso finamente interlaminado con magnesita y arcillas. Existencia de *satinspar vein*.
- 4.1 m: tramo arcilloso-carbonatado, que se compone de una fina alternancia (milimétrica-centimétrica) de arcillas y margas blanquecinas-grises (unos 5 cm) con niveles tabulares calcíticos arenosos (2 cm), que poseen una textura granudo-cristalina, y son muy porosos. Se encuentran frecuentemente restos vegetales flotados y laminación paralela.
- 0.6 m: arcillas-margas de color verde pálido-ocre con restos vegetales.
- 0.3 m: nivel más compacto y carbonatado que está compuesto de un fino interlaminado de arcillas, margas y calcita granuda-cristalina de color blanco.
- 1.4 m: arcillas y margas de color ocre-marrón con muy pocas intercalaciones de calcita granuda-cristalina de color blanco.
- 0.5 m: tramo compuesto por finos niveles de calcita granuda-cristalina (0.5-2 cm) de color blanco de tendencia estratocreciente, que se intercalan con arcillas de color ocre-marrón.
- 1.9 m: tramo fundamentalmente arcilloso de color gris-verde a ocre con restos vegetales con intercalaciones de niveles de calcita granuda blanca.
- 0.5 m: niveles laminados de calcita granuda-blanca de unos pocos mm de espesor que se intercalan con arcillas verdes-grises.
- 4.8 m: tramo básicamente arcilloso-margoso magnesítico de color gris-blanquecino en niveles de unos 2 cm con una sublaminación milimétrica, que presentan algunas intercalaciones de niveles de calcita granuda-blanca.
- 0.2 m: tramo formado mayoritariamente por láminas de calcita granuda blanca y con intercalaciones arcillosas menores.
- 0.3 m: arcillas y margas verdes y blancas laminadas.
- 0.2 m: tramo formado mayoritariamente por láminas de calcita granuda blanca y con intercalaciones arcillosas menores.
- 0.5 m: arcillas y margas verdes y blancas laminadas.
- 0.3 m: tramo carbonático con cantos blandos arcilloso-margosos.
- 0.5 m: arcillas y margas verdes y blancas laminadas.
- 0.4 m: tramo formado mayoritariamente por láminas de calcita granuda blanca y con intercalaciones arcillosas menores.
- 1.3 m: arcillas verde-ocres interlaminadas a escala milimétrica con alguna fina lámina de calcita granuda blanca.
- 3.6 m: arcillas y margas ocre-verdes que se intercalan con niveles subcentimétricos de caliza recristalizada irregular y discontinua.

- 0.3 m: láminas subcentimétricas de calcita granuda-blanca que se intercalan con arcillas ocre-verdes y blanquecinas.
- 0.7 m: arcillas de color marrón oscuro con algunas láminas menores de 1 cm de calcita granuda blanca.
- 0.2 m: finos niveles de calcita granuda-blanca y arcillas marrones con alguna silicificación.
- 0.5 m: arcillas de color verde a ocre.
- 0.7 m: nivel de caliza blanca-gris laminada (láminas <1 cm) que alternan con niveles de calcita granuda-blanca, donde se localizan moldes de lentículas de yeso.
- 0.3 m: arcillas-margas de color verde pálido que pasan hacia techo a magnesitas.
- 0.8 m: nivel de caliza blanca formada por láminas carbonáticas alternando con finas arcillas-margas grises.
- 0.2 m: margas grises.
- 0.8 m: caliza muy similar al penúltimo nivel, laminada, aunque con una textura algo más masiva, encontrándose hacia techo algo brechoides.
- 5.4 m: depósito clástico formado por componentes carbonáticos (de niveles inferiores) y silíceos, muy heterométrico, de aspecto caótico con una matriz arcilloso-limosa rojiza.
- 8.8 m: depósito silíceo de glacia, muy mal seleccionado, aunque con cierta clastoselección según la vertical. Se encuentran clastos de cuarcita y pizarra de hasta 50 cm de diámetro. Localmente, se encuentran niveles de carácter arcilloso-limoso rojo.

U. INFERIOR	UNIDAD INTERMEDIA	U. SUP. ?	CUATERNARIO
SUB. Y _{LN} -INF	SUBUNIDAD M _D - INT	?	GLACIS

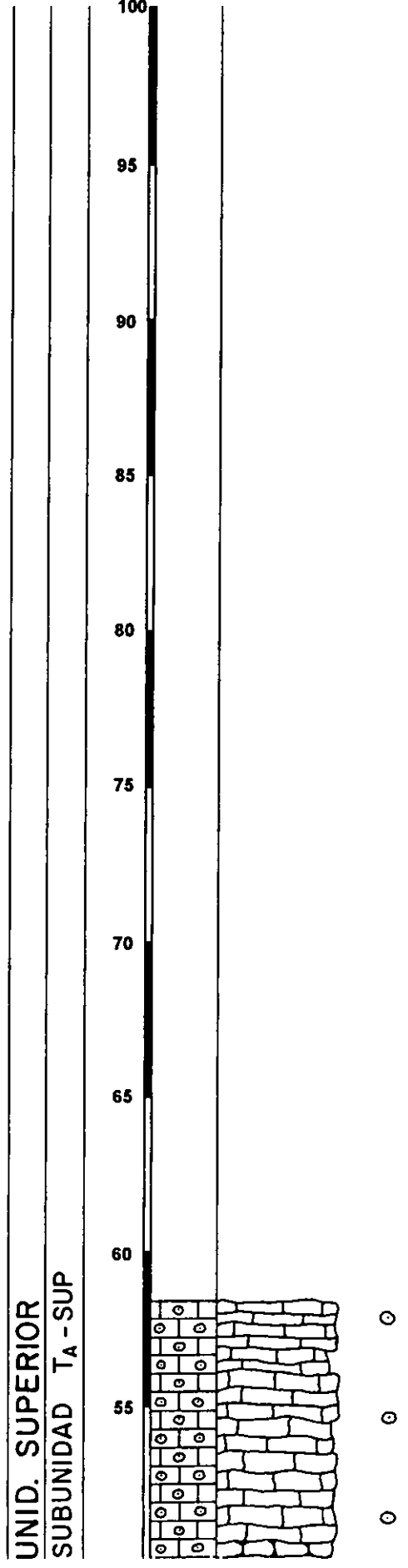
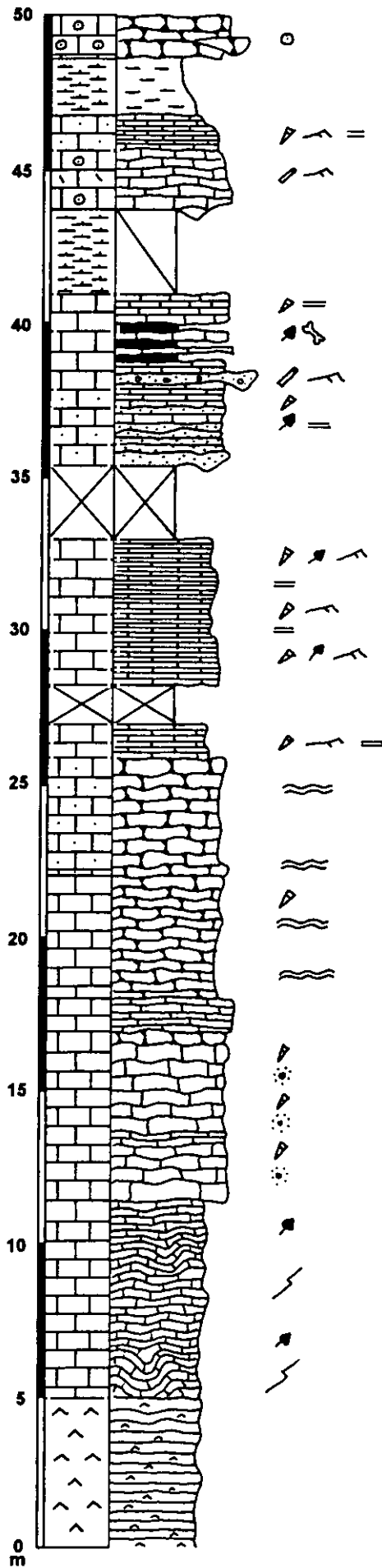


Columna litoestratigráfica VLB-1 (58.5 m)

- 5 m: yesos mesocristalinos laminados que se intercalan con finas láminas arcillosas (milimétricas).
- 6.5 m: caliza laminada de color ocre, a escala subcentimétrica, muy porosa, disgregable, si bien hacia el techo del tramo aparece algo más recrystalizada. Se encuentran restos vegetales mal conservados, así como moldes-pseudomorfo de lenticulas de yeso y estructuras de deformación (*slump*).
- 5.5 m: tramo con niveles de caliza de color blanco-crema parcialmente recrystalizadas con una potencia media de 20-30 cm, que en general son bastante irregulares. Se caracterizan por la abundancia de gasterópodos y restos de carófitas. Hacia el techo del tramo, se encuentra un nivel de caliza blanca muy nodulosa.
- 1.1 m: caliza recrystalizada de color gris que se encuentra laminada.
- 4 m: caliza blanca muy nodulosa que se encuentra muy recrystalizada a base y que hacia techo se encuentra laminada con gasterópodos.
- 3.8 m: calizas nodulosas, muy similares a las del tramo anterior, que son algo arenosas.
- 1.1 m: tramo formado por niveles de caliza de color ocre-amarillento muy laminados, en ocasiones con estratificación cruzada planar. Es un material muy poroso, de textura disgregable que presenta abundantes gasterópodos y restos de carófitas.
- 1.3 m: tramo cubierto.
- 4.8 m: caliza laminada de color ocre-amarillento, en ocasiones con estratificación cruzada planar, con abundantes gasterópodos restos de carófitas y restos vegetales.
- 2.4 m: tramo cubierto.
- 5.6 m: sucesión compleja de niveles calcáreos clásticos. Hacia la base se encuentran niveles de arenas formadas por fragmentos de desarticulación tobácea (fitoclastos e intraclastos tobáceos) y terrígenos. Hacia la mitad del tramo se pasa a un nivel conglomerático, y finalmente hacia el techo se encuentran intercalaciones de niveles calizos laminados de color ocre con gasterópodos y caráceas con limos verdes calcáreos, donde se pueden localizar restos de macrovertebrados.
- 2.8 m: tramo semicubierto, aparentemente margas versicolores, gris-verdosas y rosadas.
- 1.9: conjunto de niveles calcáreos de base y techo irregulares con fragmentos de desarticulación tobácea (fitoclastos) y oncoides con escasa matriz. También existen terrígenos y se encuentra estratificación cruzada planar.
- 1.2 m: calizas laminadas de color ocre algo arenosas con gasterópodos y caráceas.
- 1.8 m: margas blancas y ocre.
- 9.7 m: sucesión de niveles de caliza oncolítica. Hacia la base, aproximadamente los dos primeros metros, el carbonato se encuentra recrystalizado, es noduloso de color ocre, con oncoides y terrígenos, mientras que hacia el techo, las calizas son grises recrystalizadas y oncolíticas (*packstone*).

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA VLB-1

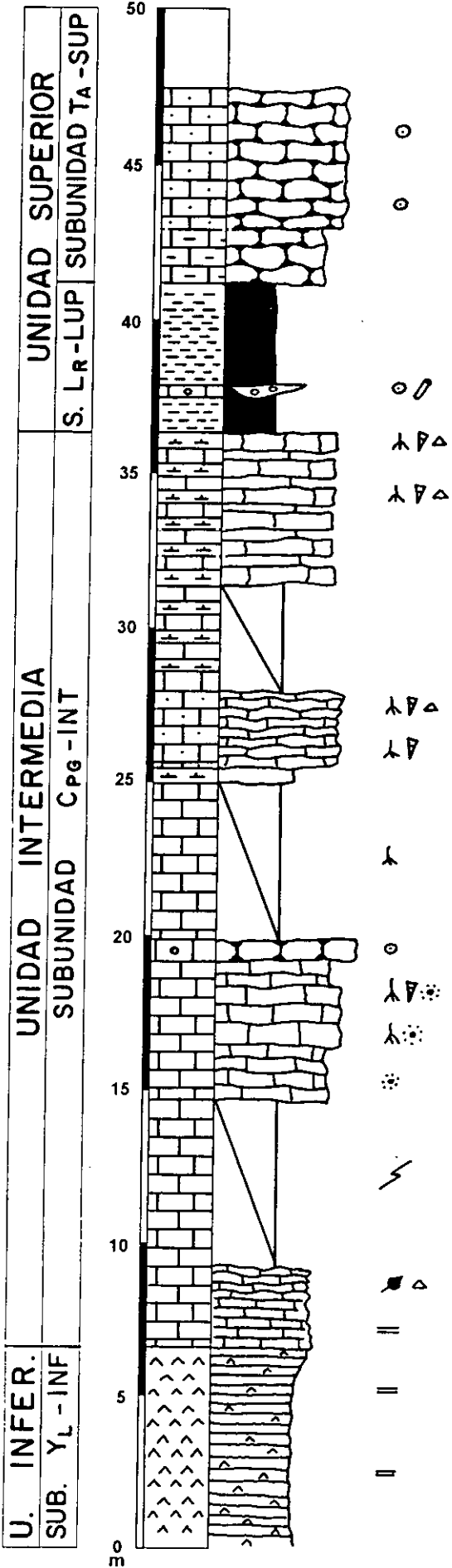
U. INFER.		UNIDAD		INTERMEDIA		UNIDAD		SUPERIOR	
S. Y _L -INF.	S.	C _{LD} -INT.		SUBUNIDAD	C _{PG} -INT	SUBUNIDAD		L _R -SUP	



Columna litoestratigráfica VLB-2 (47.5 m)

- 6.5 m: yesos laminados mesocristalinos y macrocristalinos de tonalidades blancas o rosáceas con una potencia de unos 2-3 cm que alternan con finas intercalaciones arcillosas.
- 2.6 m: calizas finamente laminadas de color ocre muy deleznales que hacia techo van haciéndose más recrystalizadas, a la vez que los últimos términos se caracterizan por un aspecto brechoide y caótico. Presentan laminación paralela y restos vegetales flotados a favor de láminas milimétricas arcillosas intercaladas.
- 5.2 m: tramo semicubierto; afloramientos dispersos con materiales muy similares al anterior tramo. Son calizas laminadas de color ocre-amarillento con ausencia de recrystalización, pero de tonalidades ocre-blancuecinas con recrystalización. Se describen estructuras de *slump*.
- 4.7 m: niveles tabulares calizos de base y techo planoparalelos con una potencia media de 30-40 cm y colores blancos intensos en corte con un aspecto deleznable y textura pulvulenta. El grado de recrystalización es parcial. Son tobas de caráceas con gasterópodos que se encuentran bioturbadas por raíces en su término medio y superior.
- 0.5 m: caliza nodulosa de tonalidades amarillentas con recrystalización parcial y con cierto contenido en terrígenos y oncoides.
- 5.2 m: tramo semicubierto; afloramientos de carbonatos ligeramente recrystalizados de color gris-claro y con bioturbación por raíces.
- 0.4 m: margas blancas.
- 3 m: calizas blancas ligeramente nodulosas de base y techo irregular con gasterópodos. Se encuentra bioturbado por raíces que pueden estar cementadas por calcita. Posee un leve contenido en terrígenos y en componentes clásticos carbonáticos alrededor de los cuales se forman grietas circungranulares.
- 3.4 m: tramo semicubierto; calizas en tábulas de unos 10 cm con texturas muy similares a las anteriores.
- 5 m: alternancia de niveles tabulares calizos de 30-35 cm con margas y margas calcáreas de color blanco que poseen un grado parcial de recrystalización. Se encuentran con abundantes huellas de raíces que a veces son bastante penetrativas. Hay indicios de brechificación de ciertos niveles, además de posibles intraclastos carbonáticos, rellenos arcillosos y algunos gasterópodos.
- 4.8 m: lutitas-limos rojos con intercalaciones a base de canales de removilización tobácea (canales fitoclásticos) con oncoides.
- 1.7 m: margas calcáreas nodulosas de color blanco.
- 4.5 m: calizas nodulosas recrystalizadas de color amarillento-salmón con intercalaciones de niveles de carbonato detrítico y oncoides cilíndricos y oblatos de hasta 10 cm de longitud.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA VLB - 2

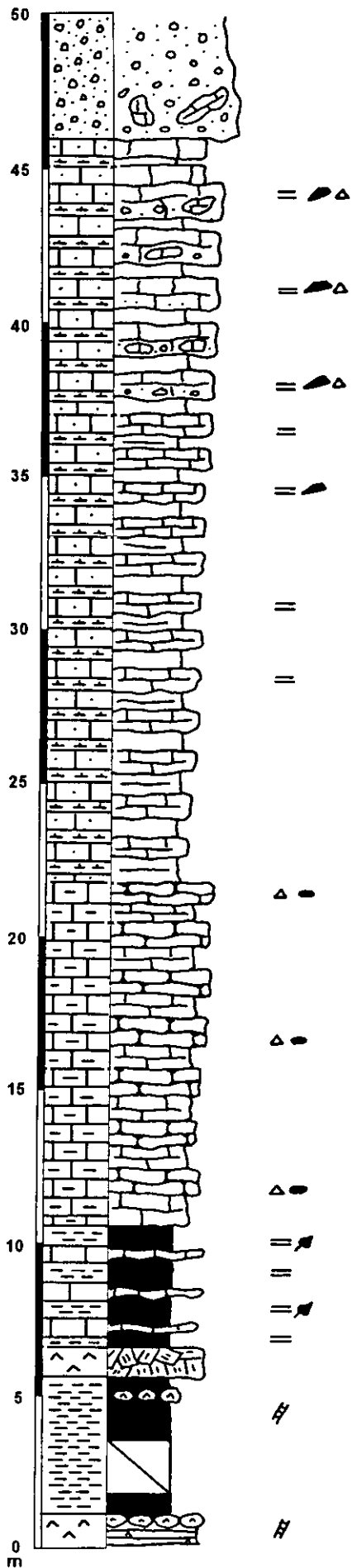


Columna litoestratigráfica VLB-3 (50 m)

- 1.1 m: láminas de yeso mesocristalino y micronodular alternando con niveles de arcilla y magnesita. A techo, se encuentra un nivel de yeso alabastrino más o menos masivo de unos 15 cm de potencia.
- 4.5 m: tramo compuesto fundamentalmente por arcillas verde-grisáceas con *satinspar vein* horizontales a base, un tramo semicubierto en la parte media, y algunos niveles de yeso nodular de 10-15 cm a techo del tramo.
- 0.9 m: yeso macrocristalino muy alterado.
- 4 m: alternancia de niveles calcáreos de unos 10-20 cm y niveles arcillosos de 20-40 cm que son de color gris a ocre, y guardan una laminación difusa con restos vegetales flotados. La laminación queda mejor representada en los tramos arcillosos, mientras que en los tramos calizos, de carácter arenoso, la textura es básicamente granuda, poco cementada, y fácilmente disgregable.
- 11.2 m: sucesión de calizas margosas y margas calcáreas de color gris claro que constituyen una alternancia de niveles con resalte y niveles blandos. Los niveles calizos son muy irregulares, arenosos, de textura muy granuda, y con cantos blandos arcilloso-margosos oscuros.
- 22.7 m: tramo complejo compuesto de alternancias de niveles duros y blandos. Los niveles duros, de unos 50 cm de potencia, se corresponden con calizas granudas muy irregulares, con laminación difusa, arenosas de color ocre-gris, que localmente pueden localizarse recrystalizadas. Los tramos blandos, con una potencia prácticamente equivalente, se corresponden con tramos margosos de color verde-grisáceo. Hacia el techo del tramo, comienzan a describirse niveles calcáreos brechoides, y tramos más arenosos con incorporación de carbonato detrítico. Existe una tendencia estratocreciente, a la vez que aproximadamente los niveles calizos de los últimos 6-7 m del tramo presentan clastos silíceos (hasta 15 cm) empastados en carbonato, brechas carbonáticas y niveles conglomeráticos con componentes silíceos y carbonáticos. En niveles aislados se han localizado removilizaciones masivas de calizas recrystalizadas grises.
- 1.5 m: tramo compuesto por caliza granuda arenosa en alternancia con margas de color marrón claro.
- 4.1 m: tramo de glaciis, con clastos silíceos y carbonáticos angulosos.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA VLB-3

UN. INFER.	UNIDAD	INTERMEDIA	CUATER
SUB. Y _{LN} -INF	SUBUNIDAD	C _{LD} -INT	GLACIS
			?



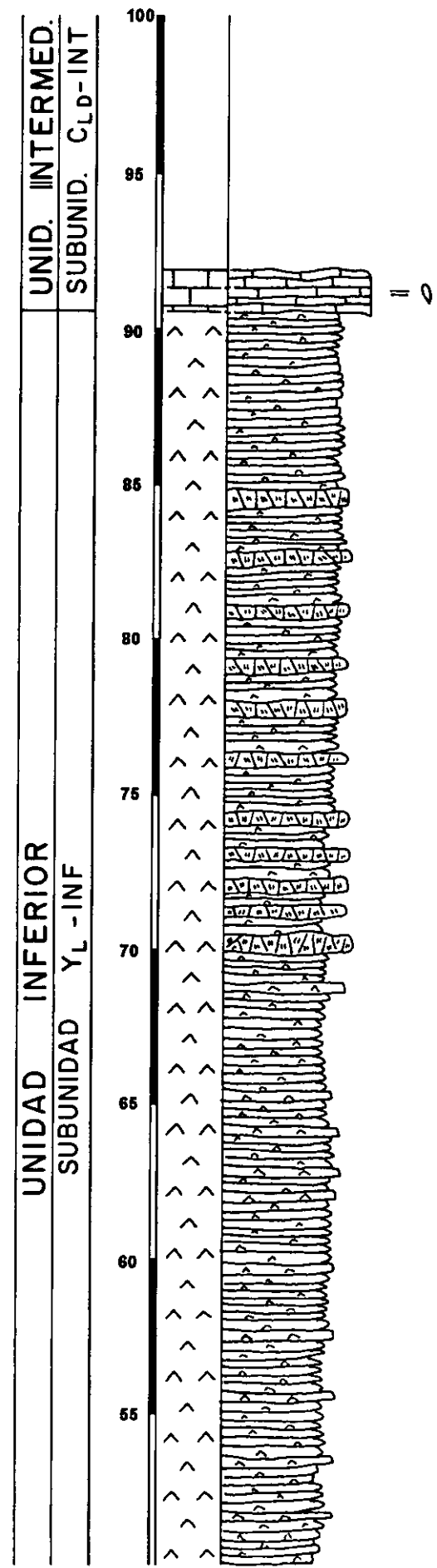
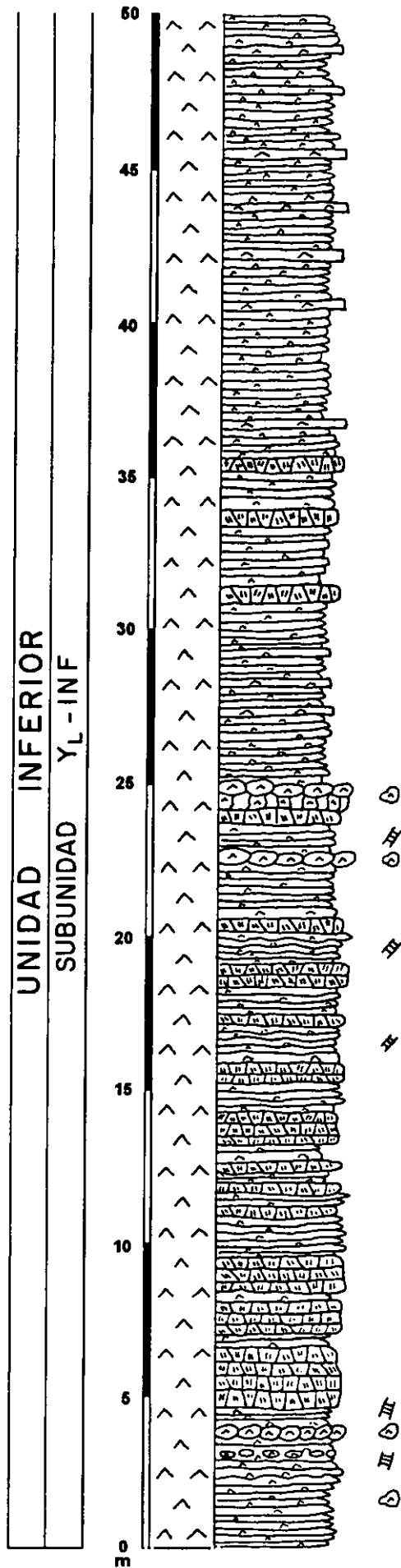
Columna litoestratigráfica PBE (50 m)

- 5 m: yesos laminados mesocristalinos con muy finas intercalaciones arcillosas. El espesor de las láminas de yeso ronda aproximadamente 1 cm.
- 6 m: caliza laminada de color ocre con restos vegetales y estructuras de deformación (*slump*), que se encuentra parcialmente recristalizada hacia el techo del tramo.
- 8.7 m: calizas grises-marrón claro que pueden encontrarse parcialmente recristalizadas, con gasterópodos y caráceas. Hacia la base, las calizas se encuentran laminadas, pero hacia el techo son de aspecto más masivo.
- 6.2 m: caliza recristalizada de color blanco con detríticos (terrígenos y componentes carbonáticos tobáceos) que hacia la base es masiva, pero hacia su techo es de estructura nodulosa.
- 0.6 m: nivel carbonático correspondiente a un canal oncolítico. Los oncoides disponen morfologías cilíndricas, botroidales y esféricas y su tamaño es muy variable.
- 2.9 m: caliza recristalizada de color gris con oncoides de muy pequeño tamaño (generalmente subcentimétricos) y gasterópodos.
- 6 m: lutitas y limos rojos.
- 5 m: margas blancas que son progresivamente más nodulosas hacia techo encontrándose algo recristalizadas.
- 9.6 m: tramo con niveles de caliza gris recristalizada de carácter oncolítico y con huellas de raíces (*packstone* oncolítico). Los niveles de caliza, generalmente de morfología tabular y unos 0.5 m de potencia, son bastante sinuosos hacia la base presentándose sin recristalizar.

[illegible]

Columna litoestratigráfica PCL (91.8 m)

- 90.5 m: monótona sucesión de yesos mesocristalinos interlaminados con finas intercalaciones arcillosas, que en ocasiones poseen restos vegetales. Las láminas de yeso, de entre 1-3 cm de espesor medio, a menudo son micronodulares. En ocasiones, se localizan niveles de 5-10 cm de yeso nodular masivo. Una de las características más destacadas de esta sucesión, es la intercalación de niveles o tramos con niveles de 10-15 cm de potencia de yeso macrocristalino, especialmente hacia la base y al techo del tramo. El yeso laminado es de origen secundario; hacia la base procedente de anhidrita (y glauberita como accesorio) y hacia el techo, de anhidrita, que se acompaña de algunas intercalaciones de yeso primario.
- 1.3 m: calizas laminadas de color ocre, muy recrystalizadas, con pseudomorfos de yeso lenticular.



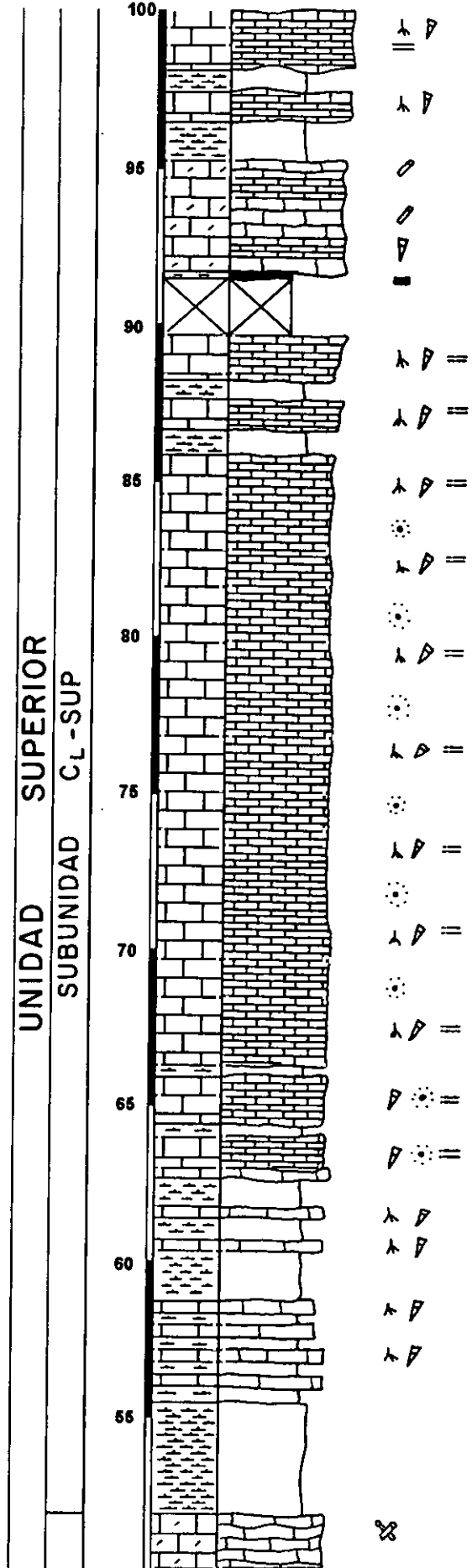
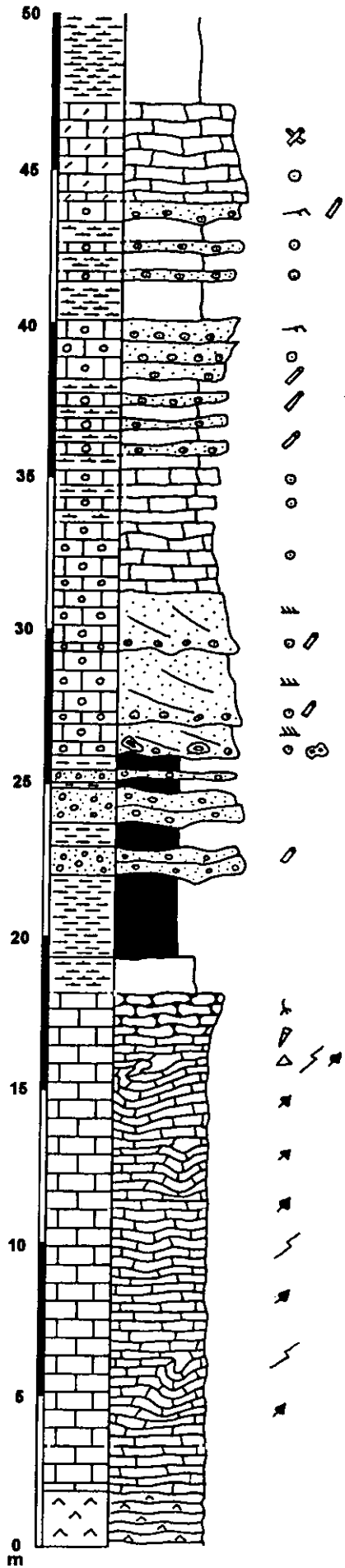
Columna litoestratigráfica MAL (100 m)

- 2 m: yesos laminados mesocristalinos con un espesor de aproximadamente 1 cm.
- 16.1 m: caliza finamente laminada. Es disgregable y de color blanquecino hacia la base, mientras que hacia techo se presenta recrystalizada y de colores ocre. Pueden localizarse estructuras de deformación (*slump*). Del mismo modo, son frecuentes los restos vegetales flotados y hacia techo se encuentran algunas estructuras de tipo brechoideo.
- 1.2 m: margas blancas y verdosas en tránsito en la vertical hacia arcillas rojas.
- 2.7 m: arcillas y limos rojos.
- 1 m: conglomerado silíceo con matriz arcillosa rojiza, y algunos recubrimientos de láminas de calcita sobre cantos de cuarcita.
- 0.8 m: arcillas y limos rojos.
- 1.2 m: conglomerado silíceo.
- 1.1 m: arcillas y limos rojos con un fino nivel conglomerático intercalado.
- 1 m: nivel canalizado de oncoides y restos tobáceos (fitoclastos), con una tendencia granodecreciente y estratificación cruzada planar. Hacia la base se encuentran abundantes cantos de cuarcita y pizarra que poseen recubrimientos de calcita, a la vez que se localizan grandes nódulos algales de tamaño decimétrico (hasta 50 cm).
- 2.4 m: nivel calcáreo canalizado con restos de desarticulación tobácea, siliciclásticos con recubrimientos de calcita, oncoides, y fragmentos de nódulos algales dispuestos de forma granodecreciente con estratificación cruzada planar. Hacia techo, se reconocen bastantes más oncoides y algunas formaciones tobáceas autóctonas de escasa entidad.
- 2 m: canal oncolítico-tobáceo con estratificación cruzada planar. Los oncoides poseen morfologías esféricas y poseen tamaños de hasta 6-7 cm. No se encuentran terrígenos asociados.
- 2.2 m: *grainstone* oncolítico-tobáceo granodecreciente con muy escasa matriz, alta porosidad, con alta recrystalización de sus componentes.
- 1.7 m: alternancia de niveles calcáreos de unos 15-20 cm con margas calcáreas de unos 20 cm. Los niveles calcáreos son *grainstone* oncolíticos con recrystalización de los componentes. En las margas calcáreas se localizan oncoides de morfología cilíndrica así como terrígenos tamaño arena.
- 3 m: alternancia de canales fitoclasticos-oncolíticos con calcomargas, muy similares al anterior tramo, pero sin ninguna recrystalización de sus componentes. Se reconoce frecuentemente laminación paralela.
- 1.9 m: sucesión de canales con restos de desarticulación tobácea, frecuentemente fitoclastos e intraclastos, aunque los oncoides son también abundantes. Se reconoce laminación paralela y estratificación cruzada planar y el material es básicamente disgregable, sin que pueda reconocerse recrystalización o cementación de los componentes.
- 3.2 m: alternancia de margas calcáreas con niveles canalizados con restos de desarticulación tobácea (*grainstone* de fitoclastos y oncoides) no cementados ni recrystalizados.
- 0.7 m: nivel canalizado de desarticulación tobácea en el que los componentes poseen tamaño arena con cuerpos centimétricos lenticulares de oncoides. Se reconoce estratificación cruzada planar.
- 3.2 m: edificio tobáceo autóctono donde se pueden encontrar pequeños canales centimétricos con acumulación de oncoides. Se reconoce una mayor efectividad de los procesos de recrystalización y cementación hacia el techo del tramo.
- 2.8 m: margas calcáreas de color blanco-grisáceo, a veces algo nodulosas, con abundantes restos oncolítico-fitoclasticos de tamaño arena gruesa.

- 1.8 m: edificio tobáceo autóctono con algunos niveles lenticulares con oncoides cilíndricos y con gasterópodos.
- 3.6 m: margas calcáreas de color blanquecino-gris con venas de calcita y sin intercalaciones de carácter carbonático.
- 3.2 m: alternancia de niveles de calizas masivas parcialmente recristalizadas con gasterópodos e intensa bioturbación por raíces con niveles de margas calcáreas de color gris-ocre.
- 4.3 m: sucesión muy similar a la anterior, aunque existe un mayor predominio de los tramos de margas calcáreas. Los niveles calcáreos poseen una potencia de unos 20 cm, mientras que los tramos de margas calcáreas son algo más potentes.
- 3.3 m: niveles calcáreos de algo más de 1 m de potencia que se intercalan con niveles de margas calcáreas. Los niveles calizos se caracterizan por una fina laminación, una gran porosidad, y la abundante presencia de gasterópodos y restos de caráceas.
- 19.5 m: sucesión de niveles calizos de aproximadamente 25-40 cm con fina laminación, gasterópodos y restos de caráceas.
- 3.8 m: alternancia de dos niveles métricos de calizas laminadas con gasterópodos y restos de caráceas con margas calcáreas que son igualmente ricos en gasterópodos.
- 1.8 m: tramo cubierto
- 3.8 m: edificio tobáceo autóctono que posee intercalaciones de niveles calcáreos porosos, disgregables de color ocre-crema con gasterópodos y restos de caráceas. A la base existen niveles de margas calcáreas separados por láminas lignitíferas.
- 1.2: margas calcáreas de color blanquecino-grisáceo.
- 1 m: calizas laminadas con gasterópodos y restos de caráceas. Se reconocen huellas de raíces.
- 0.7 m: margas calcáreas de color blanquecino-grisáceo.
- 1.8 m: calizas laminadas con gasterópodos y restos de caráceas. Se reconocen huellas de raíces.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA MAL

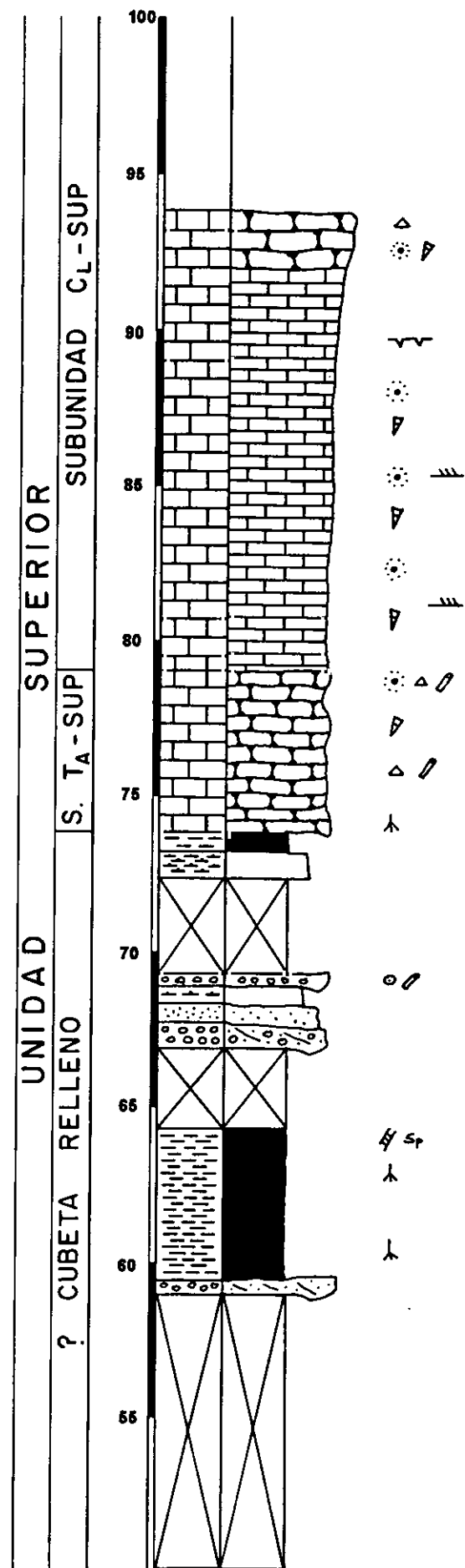
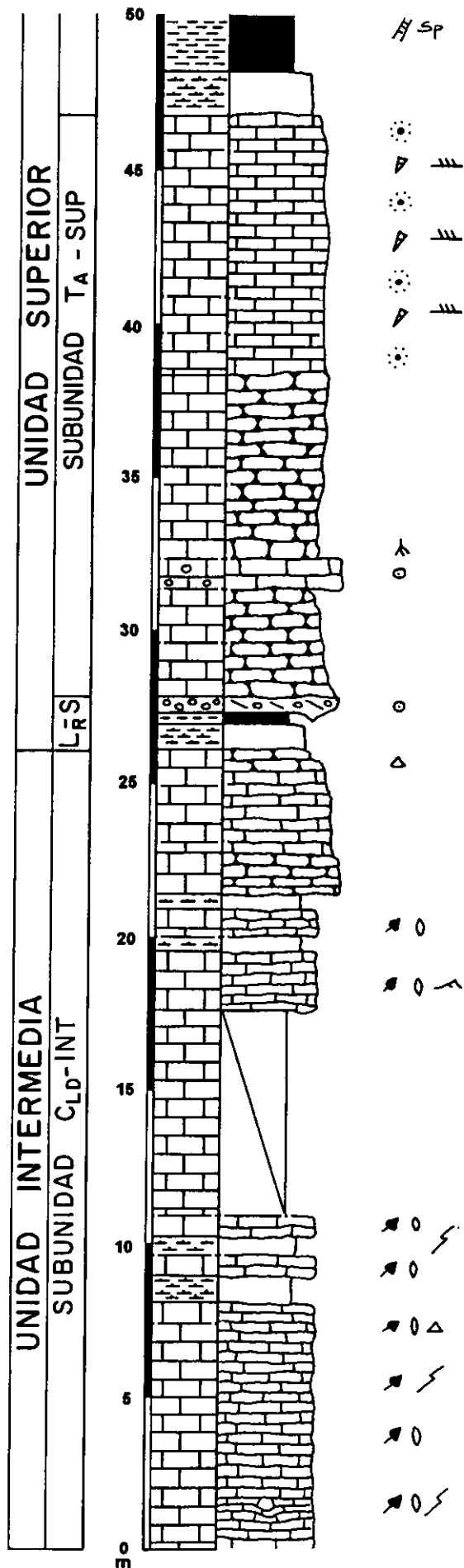
U.IN	UNIDAD INTERMEDIA	UNIDAD SUPERIOR	
Y _C -IN	SUBUNIDAD CLD-INT	SUBUN. LR-SUP	T _A -SUP



Columna litoestratigráfica BEL-1 (93.85 m)

- 8.1 m: calizas laminadas con abundantes restos vegetales, moldes de yeso lenticular y estructuras de deformación (*slump*). Hacia la base el color es gris y la textura es algo granuda y pulverulenta, mientras que hacia el techo del tramo se van haciendo progresivamente más ocre, apareciendo niveles más recrystalizados. Los niveles de calizas poseen intercalaciones de tipo margoso gris a ocre.
- 0.9 m: tramo margoso gris-ocre que posee algunas intercalaciones tabulares de caliza laminada.
- 0.7 m: caliza laminada de color ocre parcialmente recrystalizada con restos vegetales flotados y moldes de lenticulas de yeso.
- 0.6 m: tramo margoso gris-ocre que posee algunas intercalaciones tabulares de caliza laminada.
- 0.7 m: caliza laminada de color ocre parcialmente recrystalizada con restos vegetales flotados y moldes de lenticulas de yeso.
- 6.7 m: tramo semicubierto, que probablemente se trata de calizas laminadas de color ocre que alternan con tramos margosos, con restos vegetales y moldes-pseudomorfos de lenticulas de yeso.
- 1.9 m: caliza laminada recrystalizada de color ocre, restos vegetales, estratificación cruzada planar y moldes-pseudomorfos de lenticulas de yeso.
- 0.5 m: margas y limos grises, blancos y ocre.
- 0.9 m: caliza laminada recrystalizada de color ocre, restos vegetales y moldes-pseudomorfos de lenticulas de yeso.
- 0.5 m: margas y limos grises, blancos y ocre.
- 1.3 m: calizas y calcomargas nodulosas de color blanco-amarillento, textura homogénea, que adquieren mayor recrystalización hacia su techo.
- 3.3 m: niveles planoparalelos de caliza recrystalizada de color blanco algo laminada. Hay óxidos de Fe repartidos zonalmente. A techo se encuentra un nivel brechoideo sin laminación.
- 0.8 m: margas blancas laminadas que evolucionan a techo a margas grises-oscuras.
- 0.35 m: arcillas rojas.
- 0.5 m: canal oncolítico, de base erosiva, de potencia muy variable lateralmente, que forma una secuencia granodecreciente en cuanto al tamaño de los oncoideos (diámetro máximo de 8 cm). Estos presentan morfología esférica y en menor grado son cilíndricos. La matriz es arcilloso-rojiza.
- 3.5 m: caliza blanca nodulosa recrystalizada con tonalidades ocre. Hacia techo del tramo el color de la caliza es salmón-rojizo por un progresivo enriquecimiento en terrígenos y existen abundantes cementaciones de calcita.
- 1 m: tramo con dos niveles masivos de caliza recrystalizada de forma más o menos tabular caracterizados por un alto contenido en óxidos de Fe que se corresponden con facies oncolíticas (*packstone*).
- 5.9 m: caliza nodulosa recrystalizada de color rojizo con algunas intercalaciones de caliza masiva con algunas huellas de raíces hacia la base del tramo. Se reconocen algunos tramos brechoideos e incluso clastos arcillosos rojizos empastados en una matriz carbonática blanca. Hacia techo del tramo se reconocen un cambio de color hacia calizas nodulosas blancas.
- 8.4 m: calizas laminadas de color blanco con gasterópodos y caráceas; son muy porosas, ligeras y disgregables. Además, se reconoce un acuñaamiento lateral de muchos niveles calizos.
- 1.4 m: margas y arcillas de colores pardos a rojizos con algunas intercalaciones de margas oscuras.

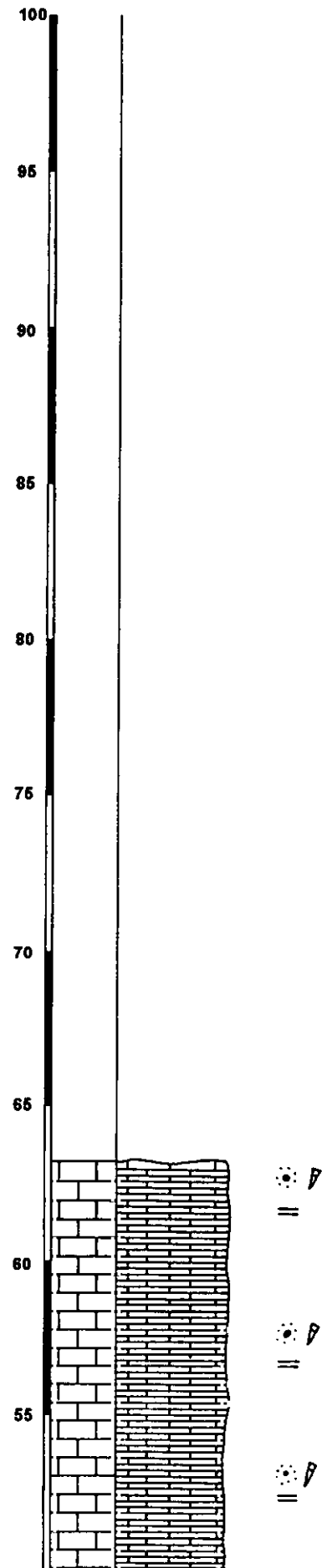
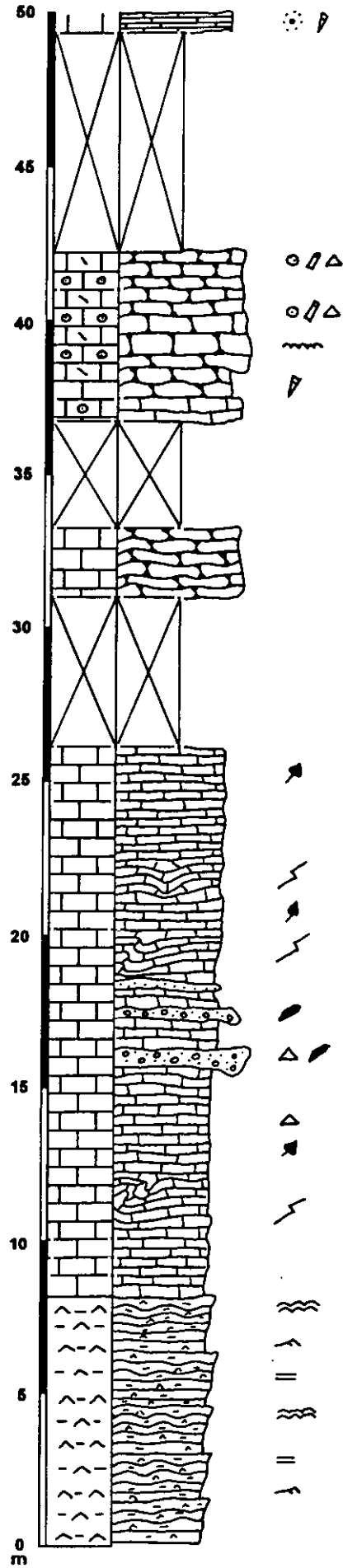
- 1.8 m: arcillas oscuras y limoníticas con restos vegetales, macrolentículas de yeso, *satinspar vein*, y niveles de sepiolita.
- 8.9 m: tramo cubierto.
- 0.5 m: canal de gravas silíceas (diámetro máximo 8 cm) en una matriz carbonática ferruginosa.
- 4.9 m: arcillas violáceas y ferruginosas con huellas de raíces que pasan a techo a arcillas oscuras y negras asociadas a macrolentículas y yeso fibroso y finos niveles de sepiolita.
- 2.6 m: tramo cubierto.
- 0.9 m: canal de gravas silíceas y clastos carbonáticos.
- 0.6 m: arenas silíceas-carbonáticas.
- 0.6 m: margas y limos ocre.
- 0.4 m: canal oncolítico-fitoclástico con gravas silíceas.
- 3.1 m: tramo cubierto.
- 0.9 m: margas y limos de color ocre.
- 0.6 m arcillas grises y gris-oscuro.
- 5.3 m: niveles de unos pocos cm de potencia que constan de calizas nodulosas de color amarillento con huellas de raíces y brechificación local. Se encuentran parcialmente recristalizados, y se reconocen a menudo gasterópodos y fitoclastos.
- 13 m: calizas laminadas de color blanco, muy porosas y disgregables, que se organizan en tábulas de unos pocos cm. Se reconocen gasterópodos y caráceas y en ocasiones estratificación cruzada planar.
- 1.8 m: niveles de caliza masiva de color gris-oscuro, recristalizada con moldes de gasterópodos y aspecto microtobáceo, que toma un aspecto noduloso y brechoideo, especialmente a techo del tramo.

~~SP~~

Columna litoestratigráfica BEL-2 (63.2 m)

- 8.2 m: yesos laminados primarios (microselenitas, lenticulares y detríticos) de hasta 1 cm de espesor que se intercalan con magnesita, margas y arcillas magnesíticas. Se encuentran organizados en secuencias de 2-2.5 m de potencia.
- 17.9 m: calizas laminadas (potencia media de lámina 1 cm) de color ocre que presentan un grado de recristalización creciente hacia el techo del tramo. Se encuentran abundantes restos vegetales flotados y estructuras de deformación (*slumps*). Hacia la mitad del tramo se encuentran algunos niveles conglomeráticos con componentes de tipo carbonático y/o silíceo y matriz calcárea.
- 4.9 m: tramo cubierto.
- 2.3 m: caliza nodulosa-brechoide recristalizada de color blanco-salmón. Se diferencian nódulos de caliza blanca empastados en una matriz arcilloso-calcárea de color salmón.
- 3.5 m: tramo cubierto.
- 5.5 m: niveles de caliza y calcomargas grises recristalizadas formadas por oncoides y fitoclastos, generalmente de tamaño subcentimétrico (*grainstone-wackestone*). Hacia la base son fundamentalmente masivas, algo nodulosas, con gasterópodos, mientras que hacia el techo, la estructura es nodulosa-brechoidea.
- 7.1 m: tramo cubierto.
- 13.8 m: calizas tableadas (10-15 cm) de color blanco que se encuentran finamente laminadas. No se encuentran recristalizadas, son muy porosas, fácilmente disgregables, con gasterópodos y caráceas.

BEL-2



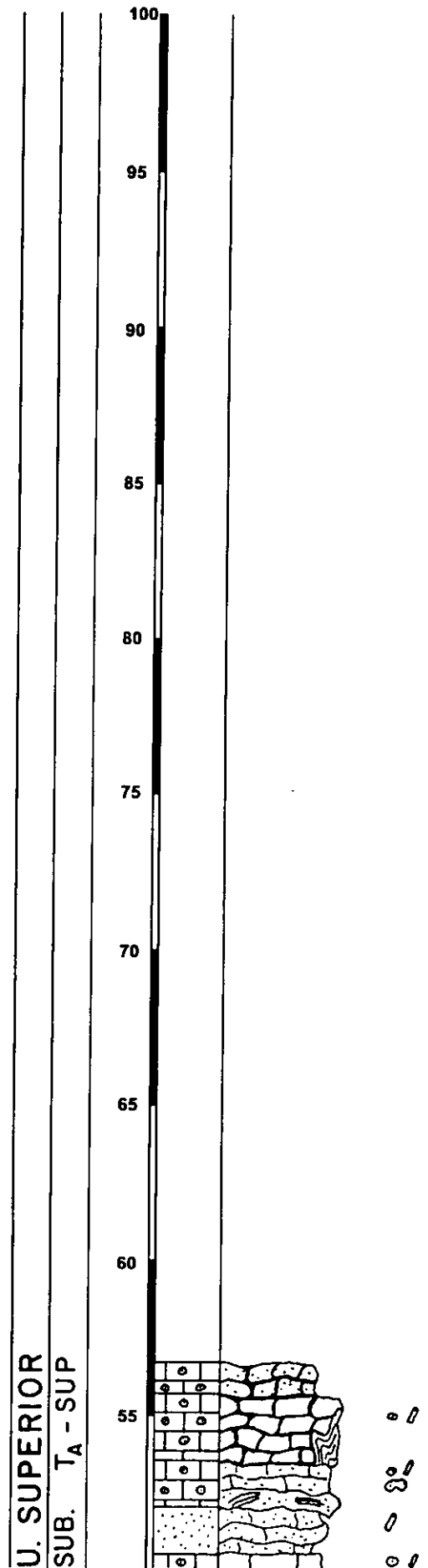
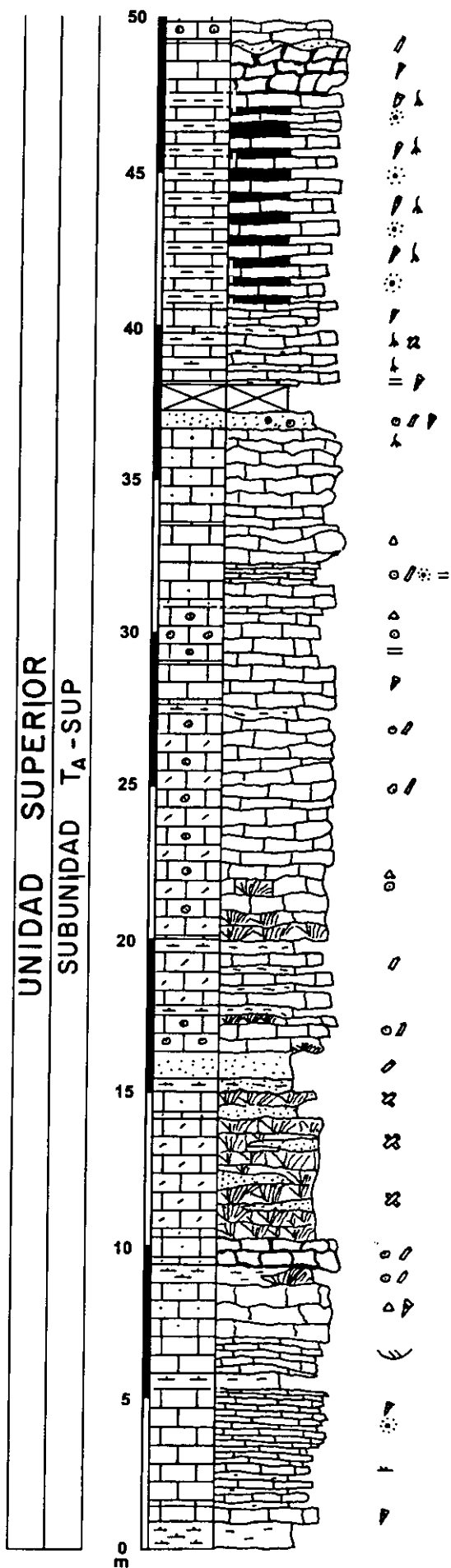
Columna litoestratigráfica BEL-4 (56.7 m)

- 0.7 m: margas calcáreas finamente laminadas de color ocre-gris con niveles oxidados. Existen niveles calizos recristalizados de color gris con poca continuidad lateral.
- 0.6 m: caliza blanda, de color blanco y pulverulenta con algunos moldes de gasterópodos.
- 1.4 m: alternancia de niveles calizos laminados y margoso-calcáreos ocreos de unos 25-30 cm. En estos niveles se encuentra estratificación cruzada de bajo ángulo; existe acuñamiento lateral de niveles.
- 2.5 m: caliza laminada de color blanco en tábulas de 2-5 cm de espesor con estratificación cruzada de bajo ángulo, que presentan acuñamientos laterales. Pueden encontrarse parcialmente recristalizados diferenciándose moldes de gasterópodos y caráceas.
- 0.5 m: margas calcáreas con niveles de limos ocreos y niveles carbonatados laminados muy irregulares que presentan variaciones de potencia en la lateral.
- 1.2 m: niveles de caliza (10-15 cm) de color blanco, pulverulenta y porosa con moldes de gasterópodos. Frecuentemente, los niveles de caliza presentan morfología de canal laxo.
- 1.8 m: caliza recristalizada brechoidea de color violáceo oscuro con gasterópodos y algo arenosas.
- 0.6 m: tramo detrítico que no presenta laminaciones; son margas calcáreas con cantos calcáreos oncolítico-fitoclásticos con tamaños < 0.5 cm. Lateralmente se pasa a niveles con resalte que son edificios tobáceos autóctonos.
- 0.9 m: carbonato noduloso, algo brechoide, recristalizado de carácter detrítico, formado por componentes oncolítico-fitoclásticos en una matriz margosa.
- 3.9 m: edificio tobáceo autóctono con intercalaciones de canales de removilización tobácea (fitoclastos). La textura es típicamente porosa, y el tamaño de los fitoclastos es de 2-3 cm de largo.
- 0.9 m: tramo muy irregular compuesto a la base por un nivel detrítico carbonático y a techo por niveles de toba autóctona de unos 5 cm de espesor. El techo es muy irregular y lateralmente se pasa a un *grainstone* oncolítico con tamaño < 1 cm.
- 0.4 m: tramo margoso-detrítico de color ocre.
- 2.1 m: los 90 cm inferiores se corresponden con un tramo detrítico fitoclástico en matriz margosa, cuyos componentes poseen una longitud de 2-3 cm. El 1.1 m restante se compone de un carbonato masivo que se subdivide en tramos de unos 25 cm que son *grainstone* oncolítico-fitoclásticos. En cada tramo, a techo se pueden encontrar colonizaciones fitohermales autóctonas.
- 0.3 m: tramo margoso con componentes fitoclásticos aislados de 3-4 cm de longitud.
- 1.8 m: alternancia de niveles de 10-15 cm irregulares con fitoclastos de hasta 10 cm de longitud, y tramos blandos margo-calcáreos muy arenosos.
- 0.4 m: tramo blando margo-calcáreo con fitoclastos.
- 2.6 m: nivel homogéneo de base y techo irregulares, que en gran parte se encuentran formado por estructuras tobáceas de crecimiento sobre musgos. Hacia techo toma un aspecto brechoideo, siendo un *grainstone-packstone* de oncoïdes y fragmentos tobáceos de tamaño < 1 cm.
- 4.8 m: niveles calizos de 20-40 cm separados en ocasiones por un pequeño nivel arcilloso de unos pocos cm de potencia. Son niveles recristalizados de color gris aparentemente tabulares que se acuñan lateralmente. Se trata de *grainstone-packstone* oncolítico-fitoclásticos. A 1 m del techo se encuentra un nivel brechoideo con tamaño de 2 cm de los componentes de brecha (biomicrita) que se empastan en una matriz rojiza.
- 0.3 m: margas calcáreas con fitoclastos, que localmente se encuentran recristalizados.

- 1.3 m: caliza gris masiva recrystalizada de color gris-violáceo que lateralmente puede encontrarse brechificada. Se encuentran moldes de gasterópodos (biomicrita).
- 1.9 m: niveles calizos recrystalizados con una laminación muy difusa que se componen de *grainstone-packstone* oncolíticos (< 1 cm de diámetro), que pueden presentarse brechificados con rellenos arcillosos rojizos.
- 0.9 m: niveles de caliza recrystalizada muy similares a los anteriores, que parecen quedar formados por todo tipo de componentes carbonáticos detríticos < 5 mm de diámetro.
- 0.6 m: tramo blando compuesto por tobas de caráceas laminadas muy recrystalizadas, que a su base presentan un nivel tabular oncolítico-fitoclástico.
- 1.2 m: conjunto de niveles calizos recrystalizados de textura masiva de unos 15-20 cm de potencia que se encuentran brechificados y fisurados, y pueden llegar a acuñarse lateralmente.
- 0.7 m: muy similar al nivel anterior, recrystalizado de color blanco y sin componentes reconocibles.
- 2.5 m: alternancia de niveles irregulares calizos detríticos (unos 30 cm) y niveles margoso-calcáreos de color ocre. Los niveles calcáreos, hacia la base están recrystalizados, mientras que hacia techo no están recrystalizados y poseen abundantes huellas de raíces.
- 0.6 m: nivel detrítico de base muy irregular, de carácter oncolítico-fitoclástico con gasterópodos.
- 0.8 m: tramo cubierto.
- 1.7 m: tramo blando compuesto por calcomargas con intercalaciones de niveles calizos irregulares de unos 15 cm de potencia. Las calcomargas son un material laminado muy disgregable con gasterópodos de pequeño tamaño. Los niveles calizos están recrystalizados, con huellas de raíces y apariencia tobácea.
- 0.8 m: muy similar al nivel inferior, formado por una alternancia al 50% de niveles calizos y calcomargas. Los niveles calizos están recrystalizados con gasterópodos.
- 7.1 m: sucesión monótona de niveles calizos recrystalizados tabulares (desde 5-10 cm hasta unos 40 cm) separados por finas intercalaciones arcillosas ocreas. Los niveles calizos (biomicritas) están recrystalizados, y se aprecian moldes de gasterópodos y de posibles tallos de caráceas, así como huellas de raíces.
- 1.6 m: tramo blando que consta de subtramos muy irregulares, frecuentemente nodulosos, de color rojizo a ocre. Hay niveles recrystalizados de color violáceo con moldes de gasterópodos, pero a techo aparecen niveles calcareníticos formado por componentes de desarticulación tobácea.
- 1.2 m: nivel de removilización tobácea con base irregular y con componentes de tamaño arena gruesa, que hacia techo pasa a dos niveles recrystalizados tabulares. Los componentes fundamentales son oncoides, fitoclastos y terrígenos que en alguna ocasión alcanzan 3-4 cm.
- 1.5 m: tramo blando, fundamentalmente detrítico compuesto por niveles de desarticulación tobácea con granoselección vertical y que lateralmente pasan a margas ocreas, desapareciendo finalmente. El color del tramo es rojizo, es rico en terrígenos y clastos aislados de hasta 10 cm.
- 1.5 m: niveles con morfología canalizada de carácter detrítico (oncolítico-fitoclástico) que arrastran costras estromatolíticas planares de unos 5-6 cm de largo, y oncoides cilíndrico-esféricos.
- 2.2 m: tramo que a su base tiene una marcada superficie erosiva, y que se compone de niveles irregulares y nodulosos, recrystalizados aparentemente formados por componentes oncolítico-fitoclásticos. Lateralmente aparecen domos algales de hasta 1 m de diámetro asociados a la base del tramo en su parte más potente.

- 0.9 m: niveles nodulares de carbonato muy enrojecidos, con fuertes rasgos edáficos, muy ricos en terrígenos, aunque todavía pueden localizarse componentes carbonáticos.

COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA BEL-4

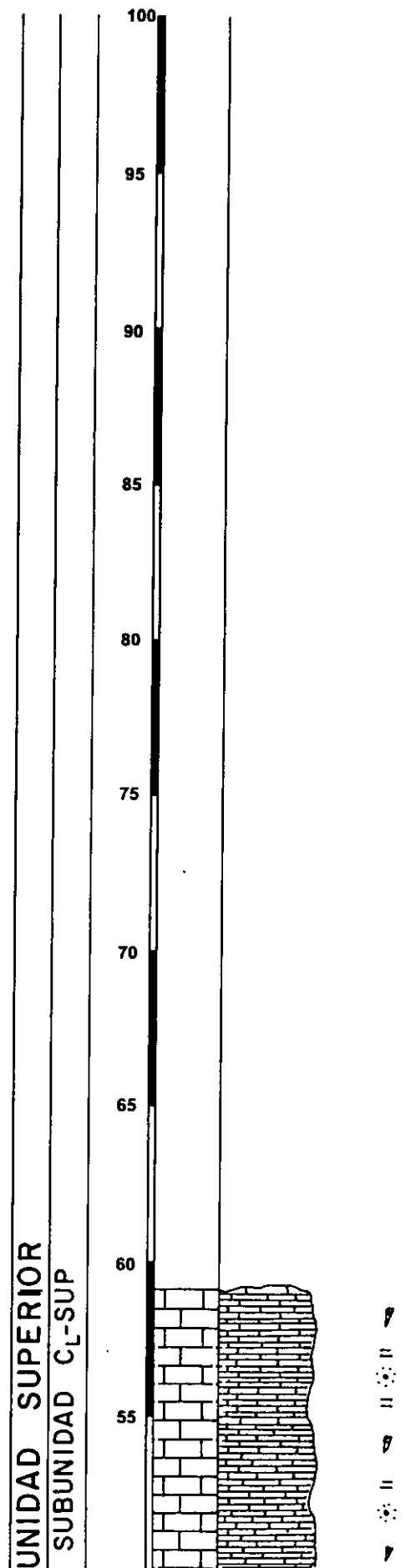
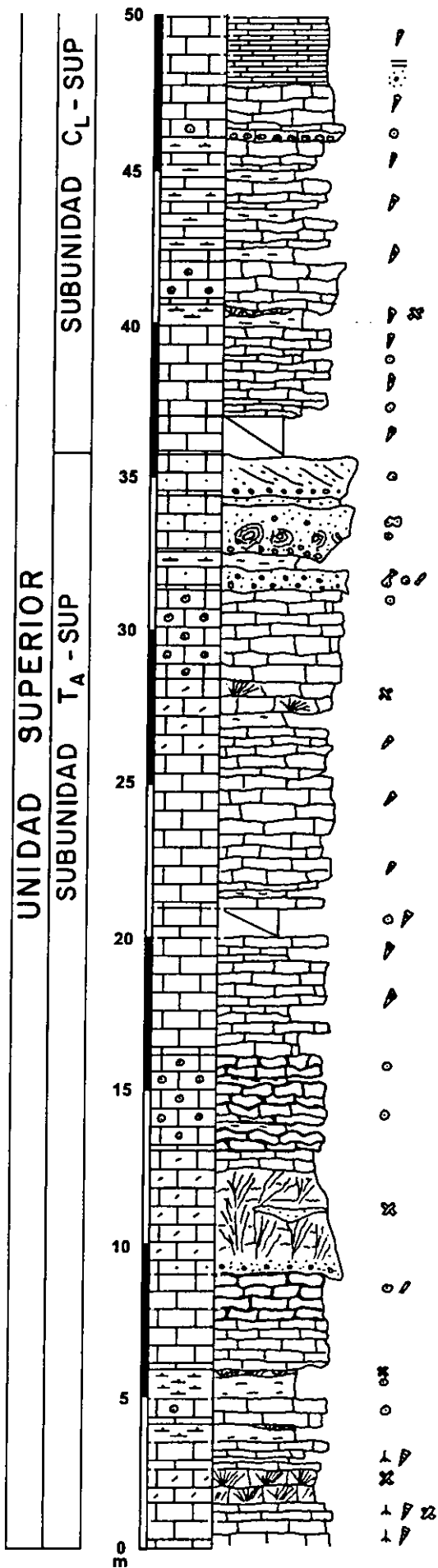


Columna litoestratigráfica VEL-1 (59.2 m)

- 1.45 m: niveles de caliza de color blanquecino-ocre con huellas de raíces, tallos calcificados y moldes de pequeños gasterópodos.
- 1 m: nivel tobáceo autóctono que en gran parte se encuentra recrystalizado.
- 0.95 m: niveles de caliza recrystalizada alternando con margas grises de pobre espesor. Los niveles de caliza son estratocrecientes, y hacia su base, que es irregular, suelen existir huellas de bioturbación. Se identifican algunos pequeños gasterópodos.
- 0.6 m: margas que hacia techo pasan a un nivel tobáceo recrystalizado.
- 0.8 m: nivel calizo recrystalizado en el que se observan oncoides cilíndricos con una longitud variable hasta los 3 cm.
- 1 m: margas que pasan hacia la mitad del tramo a un nivel oncolítico de unos 5 cm que presenta oncoides recrystalizados oblatos y cilíndricos de 2-3 cm de diámetro. A techo se aprecian dos niveles tobáceos.
- 3.15 m: niveles masivos tabulares estratocrecientes de color amarillento. Hacia la base son niveles porosos laminados de color blanco, que hacia techo son recrystalizados de color salmón-ocre. En algunos casos, las tábulas parecen acuñarse lateralmente a forma de canal laxo. Hacia el techo, las calizas se hacen nodulosas, con oncoides y fragmentos de oncoides.
- 4.1 m: edificio tobáceo autóctono, con una zona inferior rica en terrígenos (cantos de cuarcita de hasta 7 cm de diámetro). El tramo medio es el edificio tobáceo S.S. con tapices algales, pseudoespeleotemas, y calcificaciones de tallos en posición de vida. Hacia techo, la caliza está recrystalizada de color salmón, con fuerte olor a materia orgánica y oncoides de pequeño tamaño.
- 3.1 m: niveles de caliza nodulosa recrystalizada de color salmón de base y techo irregular separados por finos niveles margosos. Se trata de canales de oncoides esféricos.
- 3.8 m: alternancia de niveles calizos y calcomargosos. Los niveles calizos se caracterizan por su color blanco-ocre, textura porosa y disgregable con abundantes gasterópodos. Los niveles calcomargosos pueden albergar tramos de margas negras a la base de niveles calizos.
- 1 m: tramo semicubierto, posiblemente una alternancia como la del tramo anterior que pasa a techo a un nivel margoso oscuro negro con oncolitos cilíndricos y gasterópodos.
- 7.55 m: alternancia de niveles calizos blancos, blandos, porosos y pulverulentos con gasterópodos y calcomargas grises. Hacia techo del tramo, los niveles calizos comienzan a tener texturas típicamente tobáceas, acompañándose en algunos casos de facies de removilización tobácea.
- 2.5 m: niveles tabulares calizos recrystalizados de textura masiva, en apariencia oncolíticos.
- 1.15 m: niveles calcareníticos de color ocre-amarillento y base canalizada formados principalmente por componentes de desarticulación tobácea subcentimétricos (fitoclastos, intraclastos y oncoides) y terrígenos. Los niveles pueden estar más o menos cementados. Restos de macromamíferos.
- 0.5 m: nivel de margas calcáreas de color ocre-amarillento.
- 1.85 m: nivel de base canalizada con clastos de cuarcita tapizados por calcita, nódulos algales y oncoides de tamaño centimétrico. Los mayores tamaños se concentran hacia la base, y se encuentran muy mal seleccionados. Lateralmente este canal desaparece.
- 1.3 m: nivel canalizado de desarticulación tobácea con terrígenos, cuyos componentes pueden alcanzar los 5 cm.
- 1.3 m: tramo semicubierto, que aparentemente se compone de calizas de color blanco-pardo, muy blandas y pulverulentas con gasterópodos.

- 2.9 m: alternancia de niveles calizos y calcomargosos de aproximadamente 40 cm. Hacia la base de los niveles calizos suele quedar algún nivel margoso negro con gran acumulación de materia orgánica. Los niveles de caliza son algo sinuosos, de reducida continuidad lateral; son de color gris claro, pulverulentos, muy deleznales con gran acumulación de gasterópodos y en ocasiones algún oncoide cilíndrico aislado o fragmentos de oncoides de pequeño tamaño.
- 0.8 m: nivel margo-calcáreo blando de color blanco-grisáceo con un nivel carbonoso de color negro a su base. Es un material muy terroso, pulverulento, con gran cantidad de fragmentos de gasterópodos, óxidos de Fe, que hacia techo pasa a un pequeño fitohermo tobáceo.
- 1.4 m: nivel calizo de base y techo sinuoso, que hacia su base presenta un fitohermo tobáceo. Su estructura interna es muy heterogénea, muy porosa, constituida por pequeños componentes tobáceos removilizados.
- 4.1 m: secuencia de alternancia de niveles calizos y de margas calcáreas, siendo éstas últimas minoritarias. Los tramos de margas calcáreas poseen un color gris claro, con abundante contenido en restos de gasterópodos fragmentados. Los niveles duros se caracterizan por su textura tobácea, en ocasiones recristalizada, sin que se observe un gran desarrollo de fitohermos, con gasterópodos. A veces, a base, hay algún nivel negro carbonoso.
- 0.5 m: canal de oncoides cilíndrico-oblatos (3-4 cm de longitud) de base muy irregular que presenta a su base un nivel lignitífero negro. Los oncoides se encuentran gradados en la vertical encontrándose los mayores tamaños hacia la mitad del nivel.
- 1.1 m: tramo carbonático de color pardo claro, de poca continuidad lateral, con una laminación bien desarrollada, con gasterópodos y niveles con óxidos de Fe.
- 11.3 m: sucesión monótona formada por niveles calizos tabulares de 10-15 cm de espesor, de color blanco-ocre, muy porosos y pulverulentos, que se caracterizan por su extremada laminación, su contenido en gasterópodos y moldes de carófitas. En ocasiones se encuentran algunos niveles lignitíferos muy oscuros, y a techo de los niveles se puede encontrar algún pequeño fitohermo tobáceo, de pobre entidad y continuidad lateral.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA VEL - 1



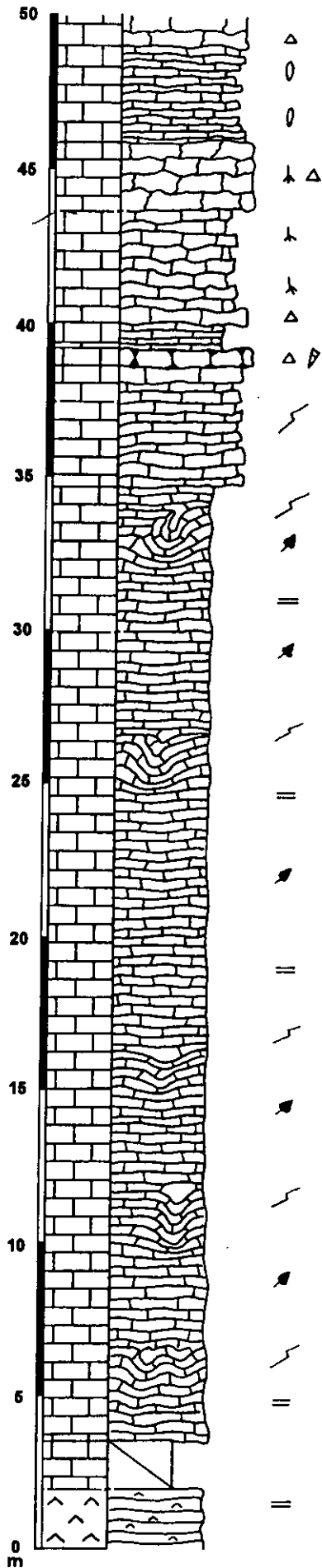
Columna litoestratigráfica VEL-2 (100 m)

- 2 m: yeso laminado mesocristalino (hasta 2 cm de espesor de cada lámina). En ocasiones, se encuentran niveles de yeso micronodular.
- 1.7 m: tramo semicubierto. Se aprecian retazos de niveles deformados de carbonatos diagenéticos laminados de color blanquecino.
- 31.2 m: calizas laminadas de un color gris claro hacia la base y con tonalidades ocre hacia el techo. Hacia la base, el carbonato laminado es pulverulento y disgregable, pero hacia el techo se encuentra más recrystalizado. Se encuentran abundantes restos vegetales flotados y *slumps* de diferente escala.
- 4 m: tramo con niveles altamente recrystalizados de caliza laminada de unos 20 cm de potencia, que presentan algunas deformaciones (*slumps*).
- 0.6 m: nivel carbonático masivo y recrystalizado de color blanco-grisáceo con algunos restos de gasterópodos y estructura noduloso-brechoidea.
- 4.2 m: tramo complejo que se compone de caliza laminada de color gris-blanquecino a la base con algunas deformaciones, mientras que hacia el techo posee una textura masiva y recrystalizada presentándose en niveles de unos 30 cm que pueden poseer tanto una estructura masiva como brechoidea con huellas de bioturbación de raíces.
- 2.2 m: nivel carbonático con aspecto brechoideo, localmente karstificados, con huellas de raíces y texturas de tipo *boxwork*. Los niveles brechoideos poseen en ocasiones una matriz arcillosa.
- 3.1 m: tramo de caliza laminada que en ocasiones se encuentra deformado (*slump*) con abundantes pseudomorfos de lenticulas de yeso. Existen algunos finos niveles de margas intercaladas.
- 2.6 m: tramo de caliza recrystalizada y brechoidea de color gris oscuro, con algunas zonas preferentes con karstificación. La zona media se compone de caliza y margas blancas laminadas con pseudomorfos de lenticulas de yeso.
- 2.3 m: tramo de calizas laminadas con alto grado de recrystalización que se interlaminan con arcillas de color pardo. Normalmente, las láminas poseen menos de 1 cm de espesor, aunque algunas llegan a los 2 o 3 cm.
- 1.2 m: caliza brechoidea y parcialmente karstificada con alguna costra espeleotémica.
- 1.9 m: caliza laminada-bandeada, de colores gris-gris oscuro altamente recrystalizados y con presencia de restos vegetales flotados. Se encuentran abundantes pseudomorfos de yeso lenticular.
- 1.7 m: niveles irregulares de caliza recrystalizada de unos 40 cm de potencia que se encuentran brechificados especialmente hacia el techo. En los niveles inferiores resalta la presencia de costras espeleotémicas de morfología bulbosa. En la mitad inferior, los niveles son muy irregulares con karstificación.
- 3.8 m: calizas laminadas-bandeadas que hacia techo van haciéndose progresivamente más masivas. El espesor medio de las láminas es de aproximadamente 1 cm organizándose en tábulas de unos 3 o 4 cm que se intercalan con arcillas marrones. Se encuentran abundantes moldes de lenticulas de yeso.
- 8.4 m: caliza nodulosa de colores grises, blancos y amarillentos, que presentan una intensa recrystalización. Hacia techo, se presentan tonalidades rosáceas con abundantes terrígenos y con componentes oncolíticos.
- 17.8 m: arcillas y limos rojos con gran cantidad de niveles de canales conglomeráticos de componentes siliclásticos y carbonáticos.

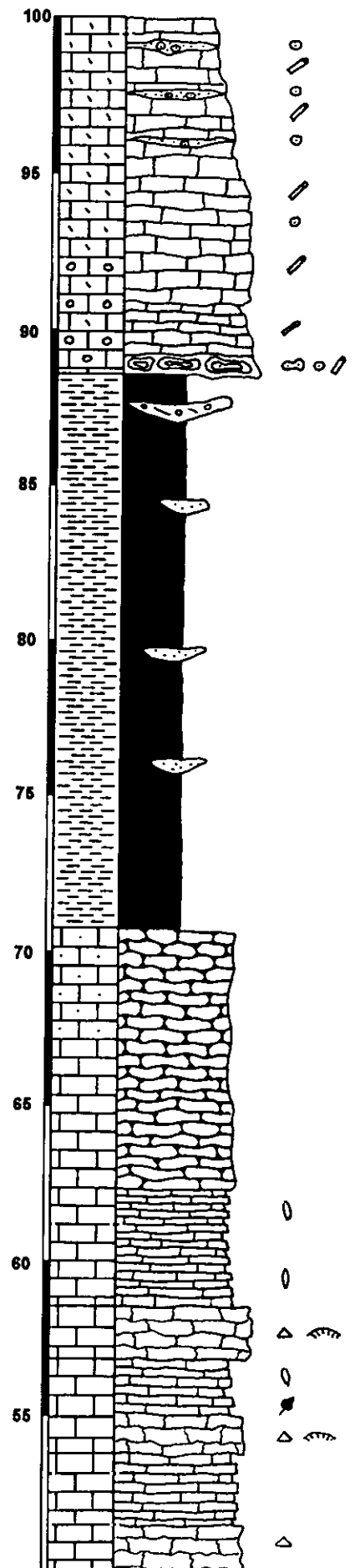
- 1.2 m: nivel masivo recristalizado calizo de color gris-violáceo que a su base presenta textura de toba fitoclástica con nódulos algales de unos decímetros de diámetro.
- 10.1 m: tramo con niveles de caliza muy recristalizada, que hacia la base se compone por niveles con texturas oncolíticas y fitoclásticas, pero que hacia techo poseen una tendencia estratodecreciente encontrándose niveles oncolíticos, fitoclásticos e incluso algunos niveles de toba calcárea autóctona.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA VEL - 2

U.I.	UNIDAD INTERMEDIA	
Y _L -I	SUBUNIDAD CLD-INT	SUBUNIDAD CB _{py} -INT



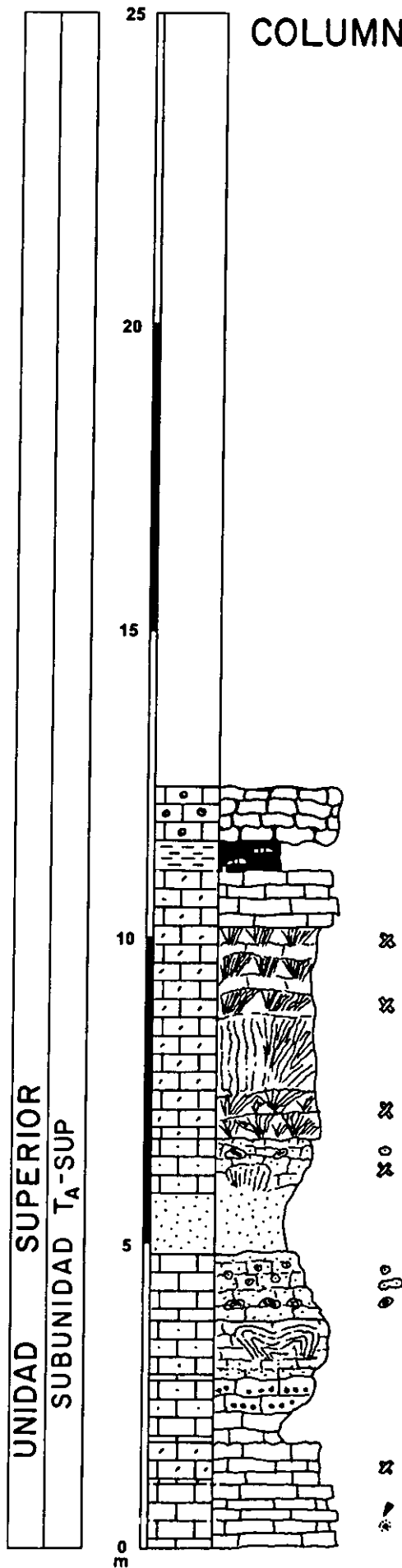
UNIDAD INTERMEDIA		UNIDAD SUPERIOR	
SUBUNIDAD CB _{py} -INT	SUBUNID. C _{pg} -INT	SUBUNIDAD L _R -SUP	SUBUNIDAD T _A -SUP



Columna litoestratigráfica VEL-3 (12.5 m)

- 1 m: nivel carbonático más o menos tabular recristalizado de color violáceo que posee abundantes moldes de gasterópodos y de caráceas.
- 0.7 m: nivel de caliza de base plana y techo muy irregular, masivo, de color crema, diferenciándose solamente un conjunto de tallos calcificados.
- 1 m: tramo compuesto por un nivel blando a la base (caliza blanca no recristalizada) y duro hacia techo, donde se localizan cantos terrígenos angulosos (cuarcita), de 1-1.5 cm de diámetro en matriz calcárea.
- 1 m: conjunto calizo muy irregular que se corresponde con un material muy limoso de color ocre con terrígenos a su base, cuyo rasgo más significativo es la presencia de domos estromatolíticos de gran tamaño.
- 1.1 m: nivel calizo muy irregular caracterizado por una base principalmente terrígena con nódulos algales asociados, que pueden alcanzar hasta 20-30 cm de diámetro, aunque también los hay de 3-4 cm de diámetro. En cualquier caso, estos componentes desaparecen en la lateral.
- 1.9 m: tramo terrígeno que se compone de una zona inferior de unos 70 cm con cantos de cuarcita y pizarra (diámetro de 4-5 cm) muy mal seleccionados en una matriz arenosa-arcillosa de color marrón-ocre. Hacia la parte superior aumenta progresivamente el porcentaje de carbonato, dando lugar a una estructura más caótica, de mayor dureza y color blanquecino, que se compone de productos de desarticulación tobácea, pequeños edificios tobáceos de unos 20 cm, nódulos algales aislados y fragmentados, además de terrígenos irregularmente distribuidos.
- 4.4 m: edificio tobáceo autóctono de color rojizo con cortinas pseudoespeleotémicas y rellenos arcilloso-limosos. El último metro es más masivo y recristalizado correspondiendo a facies de removilización tobácea.
- 0.5 m: arcillas y limos carbonatados.
- 0.9 m: nivel calizo nodular de color amarillento que se acuña lateralmente compuesto por oncoides de pequeño tamaño (1-2 cm) y otros clastos carbonáticos de morfología irregular.

UNIDAD	SUPERIOR
SUBUNIDAD	T _A -SUP

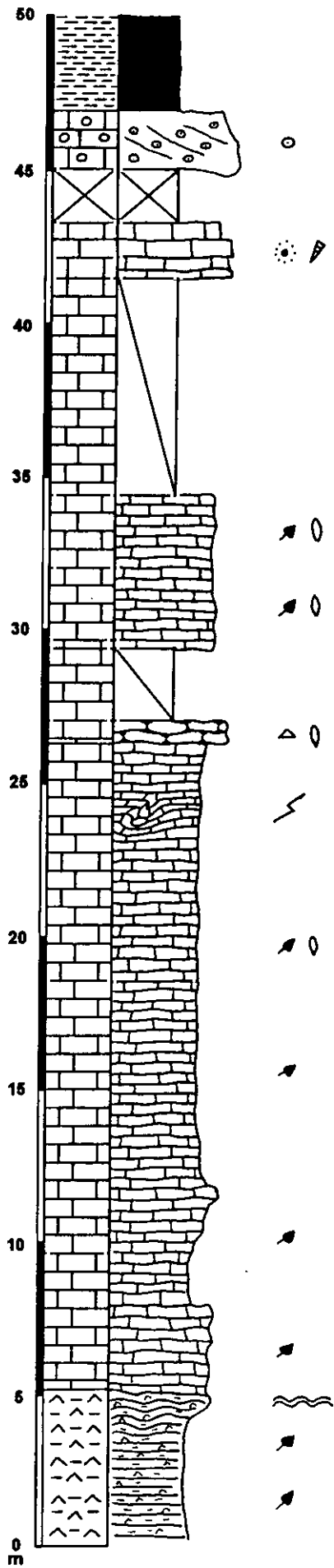


Columna litoestratigráfica MAR-1 (60.7 m)

- 5.1 m: yesos laminados primarios (microselenitas, lenticulares y detríticos) de un espesor de lámina entre 1 y 3 cm, que se encuentran alternando con finos niveles arcillosos, margosos y magnesíticos. Se organizan en secuencias de 2-2.5 m de potencia.
- 21.2 m: tramo carbonático compuesto por calizas laminadas de color ocre con restos vegetales. El espesor de lámina ronda aproximadamente 1 cm. Hacia la base del tramo se presentan como un material poco consolidado, aunque según se asciende en la sección se presentan cada vez más recrystalizados. Son frecuentes los moldes y pseudomorfos de yeso lenticular, principalmente a pequeña escala. A menudo se localizan estructuras de deformación (*slump*).
- 0.8 m: nivel calizo brechoide-nodular con alta recrystalización y con moldes de lenticulas de yeso.
- 2.4 m: tramo semicubierto formado aparentemente por calizas laminadas de color ocre altamente recrystalizadas.
- 5 m: calizas laminadas recrystalizadas de color ocre con restos vegetales flotados, moldes y pseudomorfos de lenticulas de yeso en las láminas.
- 7 m: tramo semicubierto. Calizas laminadas de color ocre con alta recrystalización y cementadas.
- 1.8 m: calizas grises-crema muy porosas en niveles de 15-20 cm con recrystalización parcial, gasterópodos y caráceas.
- 1.8 m: tramo cubierto.
- 1.9 m: canales oncolíticos con núcleo terrígeno. Los oncoides disponen morfología esférica.
- 3.6 m: arcillas rojas.
- 7.3 m: margas blancas nodulosas que hacia techo van pasando a un color amarillento, se hacen más compactas y recrystalizadas, a la vez que se enriquecen en terrígenos.
- 2.8 m: niveles calizos recrystalizados de unos 50 cm que son de carácter oncolítico-fitoclástico (facies *grainstone-packstone*) cuyos componentes son subcentimétricos. Hacia la base, el carbonato es arenoso.

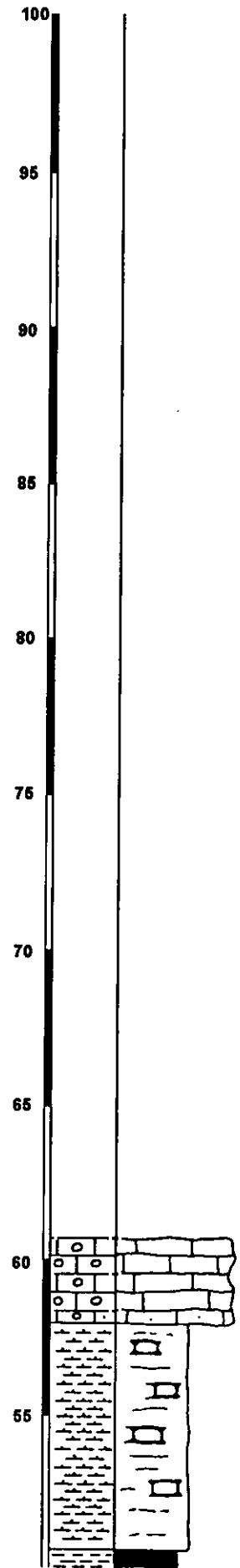
COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA MAR-1

UN. INF.	UNIDAD INTERMEDIA		U. SUP.
S. Y _{LM} -IN.	SUBUNIDAD	C _{LD} -INT	C _{PG} -INT S. L _R -SUP



UNIDAD SUPERIOR

SUBUNIDAD T_A-SUP

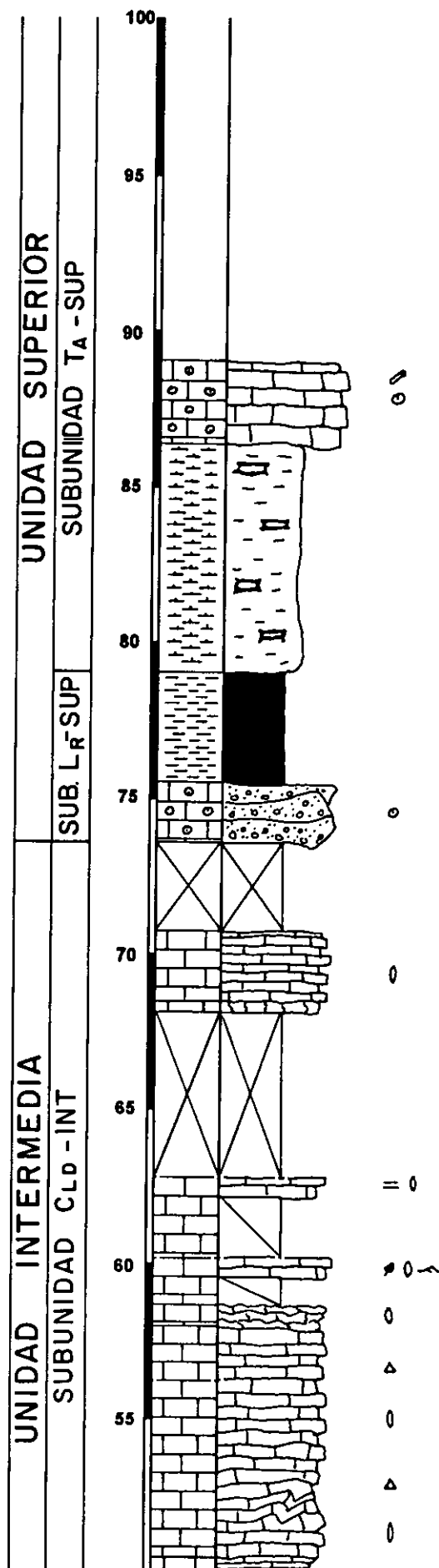
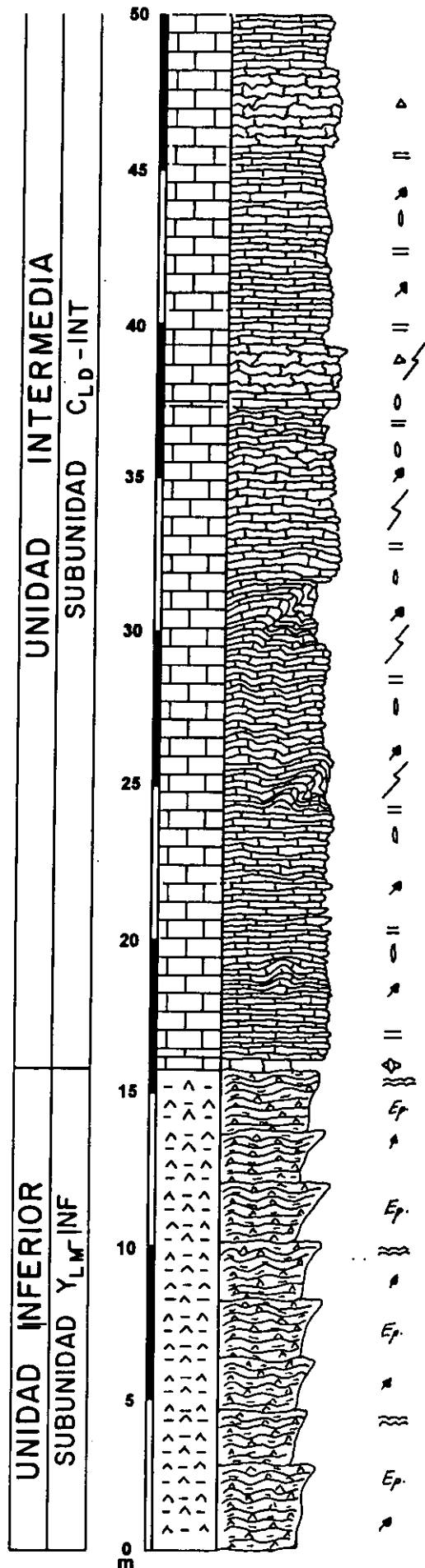


Columna litoestratigráfica MAR-2 (89.1 m)

- 15.75 m: yesos laminados primarios (microselenitas, lenticulares y detríticos) de un espesor de lámina entre 1 y 3 cm, que se encuentran alternando con finos niveles arcillosos, margosos y magnesíticos. Se organizan en secuencias de 2-2.5 m de potencia. Son abundantes los restos vegetales flotados, los *satinspar vein*, y las deformaciones por competición en el crecimiento cristalino hacia techo de las secuencias. Abundantes eflorescencias de epsomita.
- 0.35 m: tramo de transición donde se encuentra yeso residual entre láminas de calcita.
- 21.4 m: tramo carbonático compuesto por calizas laminadas de color ocre con restos vegetales. El espesor de lámina ronda aproximadamente 1 cm. Hacia la base del tramo se presentan como un material poco consolidado, aunque según se asciende en la sección se presentan cada vez más recristalizados. Son frecuentes los moldes y pseudomorfos de yeso lenticular, principalmente a pequeña escala. A menudo se localizan estructuras de deformación (*slump*). Las calizas laminadas presentan una estructuración cíclica donde las secuencias tienen una potencia aproximada de 0.70-1 m con dos tramos; un tramo inferior finamente laminado, más blando, con mayor potencia y riqueza en terrígenos (limos y arcillas), y un tramo superior, menos potente, más calizo, con espesor de lámina próxima a 1 cm, donde se localizan abundantes moldes y pseudomorfos de yeso.
- 2 m: tramo complejo que posee una base (unos 60 cm) de caliza laminada ocre de textura granuda y moldes de yesos lenticulares dispuestos en láminas, y por otra parte, el resto del tramo se corresponde con un nivel muy irregular, brechoide, de color ocre y textura granuda con *slump*.
- 6.5 m: niveles muy similares a los descritos en el penúltimo tramo.
- 2.55 m: niveles de caliza muy irregulares (de 30 a 50 cm de potencia), de color ocre, texturas granudas y brechas de *slump*.
- 2.05 m: niveles muy similares a los descritos en el penúltimo tramo.
- 7.2 m: tramo calcáreo estructurado de forma secuencial, de color gris a ocre, con niveles calizos duros recristalizados muy deformados y alterados y niveles blandos de textura granuda y pulverulentos. Existen abundantes brechas de *slump*.
- 0.75 m: nivel de caliza brechoide con moldes de lentículas de yeso y componentes de brecha de aproximadamente 1 cm.
- 0.9 m: tramo semicubierto, formado por calizas laminadas recristalizadas.
- 0.6 m: nivel de calizas laminadas recristalizadas con restos vegetales, moldes y pseudomorfos de lentículas de yeso, *slump*, y probables *ripples* de oscilación.
- 2 m: tramo semicubierto, formado por calizas laminadas recristalizadas.
- 0.6 m: nivel de calizas laminadas recristalizadas con moldes y pseudomorfos de lentículas de yeso.
- 5.35 m: tramo cubierto.
- 0.35 m: nivel brechoide de caliza con huellas de raíces y rellenos de arcillas rojas.
- 2.3 m: caliza recristalizada de color blanco con moldes-pseudomorfos de yeso lenticular.
- 2.9 m: tramo cubierto.
- 1.9 m: canales oncolíticos con núcleo terrígeno. Los oncoides disponen morfología esférica.
- 3.6 m: arcillas rojas.
- 7.3 m: margas blancas nodulosas que hacia techo van pasando a un color amarillento, se hacen más compactas y recristalizadas, a la vez que se enriquecen en terrígenos.

- 2.75 m: niveles calizos recristalizados de unos 50 cm que son de carácter oncolítico-fitoclástico (facies *grainstone-packstone*, cuyos componentes son subcentimétricos. Hacia la base, el carbonato es arenoso.

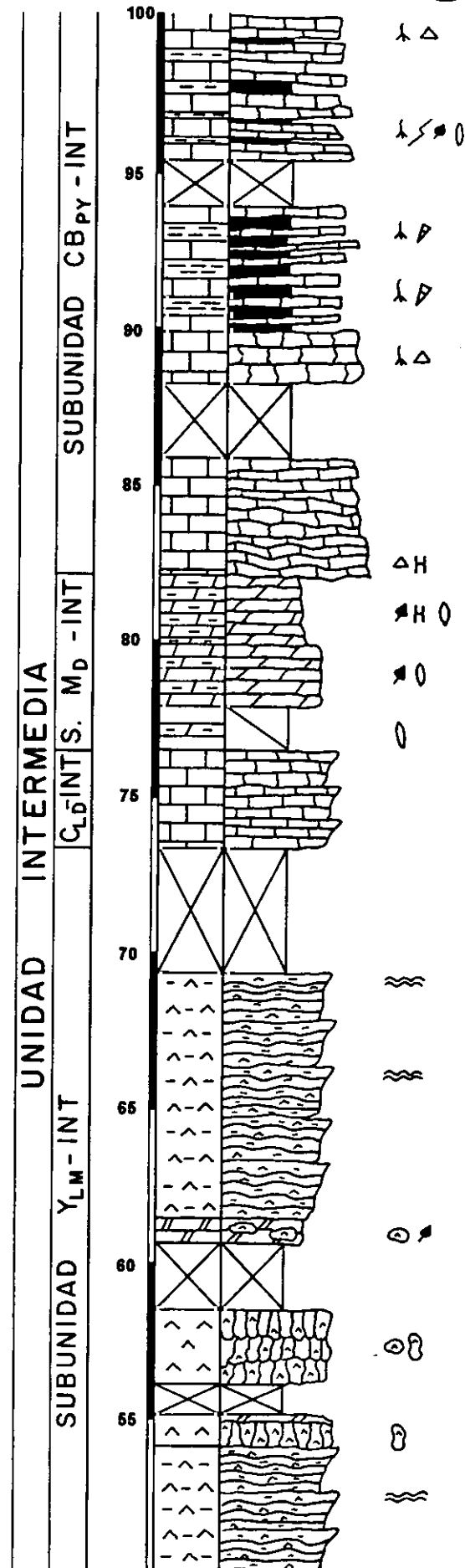
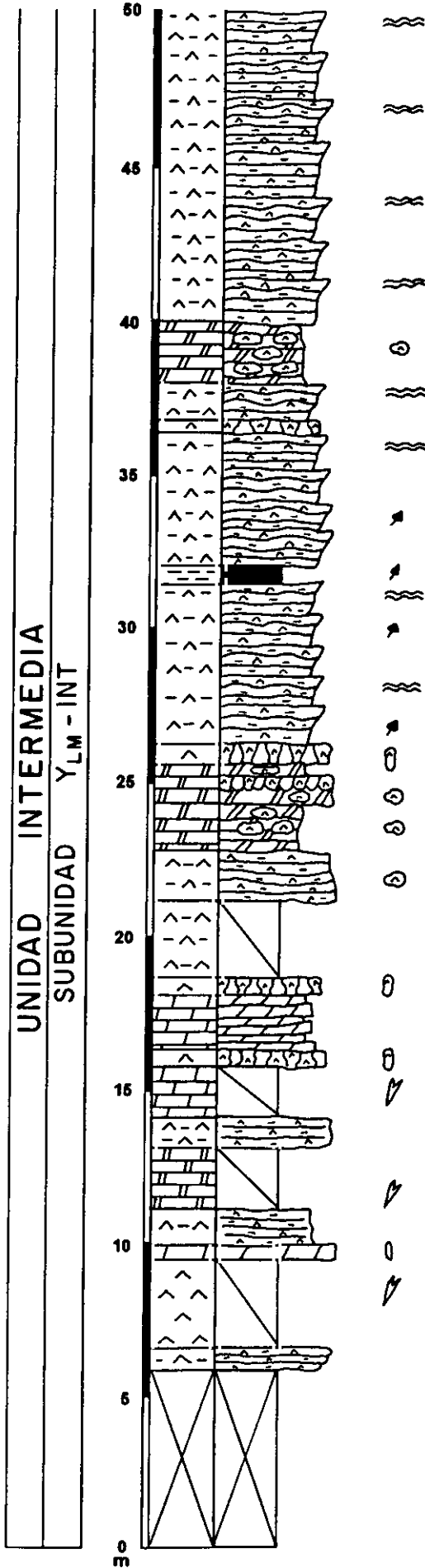
COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA MAR - 2



Columna litoestratigráfica MAR-3 (143.4 m)

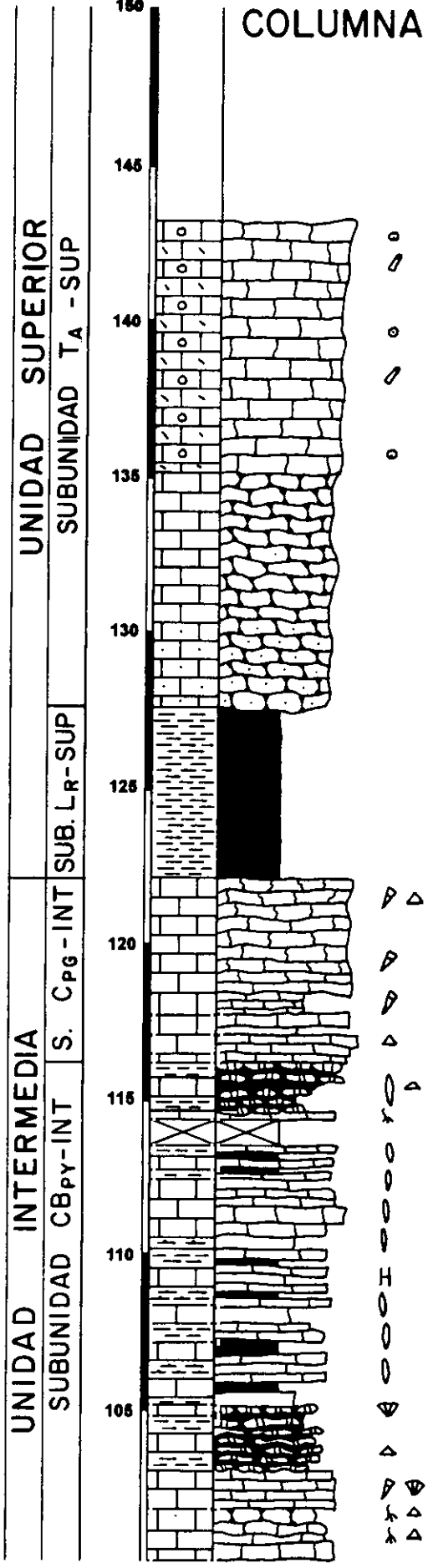
- 5.8 m: tramo cubierto.
- 0.7 m: yeso primario interlaminado con dolomita con espesor aproximado de 1 cm.
- 2.9 m: tramo semicubierto. Afloramientos con yeso nodular de textura alabastrina y macrolentículas de yeso.
- 0.5 m: tramo con dos niveles dolomíticos de color marrón oscuro, muy poroso, cementado por yeso y con lentículas de yeso.
- 1.1 m: tramo formado por yeso aparentemente laminado, muy alterado, con indicios de calcitización y yeso desplazativo lenticular.
- 2 m: tramo semicubierto formado aparentemente por yeso nodular y microcristalino en una matriz magnesítica.
- 1 m: yeso interlaminado con arcillas con algún fino nivel dolomítico ocre intercalado.
- 1.6 m: tramo semicubierto. Afloramientos de yeso muy alterado, costras de yeso, macrolentículas de yeso desplazativo, que se intercalan con niveles dolomíticos de color ocre-gris de varios centímetros.
- 0.5 m: yeso nodular-alabastrino en disposición columnar y yeso microcristalino.
- 1.7 m: niveles dolomíticos de color gris-ocre con base y techo sinuosos que pueden alcanzar hasta 10 cm de potencia.
- 0.6 m: yeso nodular-alabastrino en disposición columnar y yeso microcristalino.
- 2.5 m: tramo semicubierto. Yesos laminados con algunas intercalaciones de yeso nodular y micronodular. Existencia de macrolentículas de yeso y gran alterabilidad del material.
- 1.6 m: yesos interlaminados con arcillas verde-grisáceas, a veces micronodulares.
- 1.7 m: yeso nodular de color acaramelado y venas de yeso fibroso en una matriz heterogénea magnesítica.
- 0.9 m: yeso nodular alabastrino y yesos nodulares columnares con cierta disposición horizontal en una matriz magnesítica. Evidencias de calcitización parcial.
- 0.4 m: yeso nodular alabastrino en matriz magnesítica con eflorescencias de epsomita y yeso.
- 0.7 m: yeso nodular-columnar.
- 5.2 m: yesos laminados, en ocasiones micronodulares con finas intercalaciones arcillosas-margosas. Hacia la base, los niveles intercalados son magnesíticos con gran cantidad de restos vegetales.
- 0.6 m: arcillas-margas de color verde claro con abundantes restos vegetales. Eflorescencias de epsomita.
- 4.3 m: yesos laminados con intercalaciones arcilloso-margosas, donde las diferentes láminas pueden superar 1 cm. Abundantes restos vegetales y algunos nódulos en las láminas.
- 0.4 m: yeso microcristalino muy alterado.
- 1.2 m: yeso laminado algo más grueso que en tramos inferiores, con intercalaciones arcillosas y pliegues por competición en el crecimiento cristalino.
- 2 m: yeso nodular alabastrino que hacia techo pasa a yeso columnar en una matriz magnesítica.
- 14 m: yesos laminados de 1-3 cm de espesor de lámina, con intercalaciones arcillosas-margosas y con mayores intercalaciones de niveles nodulares.
- 1 m: yeso columnar-nodular muy alterado que pasa a techo a un laminado magnesítico.
- 1 m: tramo cubierto
- 2.4 m: yesos columnares-nodulares.
- 2.2 m: tramo cubierto.
- 0.8 m: Interlaminado de magnesita, margas y arcillas con gran contenido en restos vegetales y con algún nódulo de yeso.

- 7.9 m: yesos inter laminados con arcillas y magnesitas con un espesor de 1-2 cm. Existen algunos niveles de mayor potencia, nodulares con disposición columnar.
- 4 m: tramo cubierto.
- 3.2 m: calizas laminadas de color ocre muy disgregables alterando con láminas de tipo arcilloso.
- 1.4 m: tramo semicubierto, margas dolomíticas muy cuarteadas con pseudomorfos de lentículas de yeso en calcita.
- 2 m: dolomías y margas dolomíticas con restos vegetales y pseudomorfos de lentículas de yeso.
- 2.2 m: tramo de margas dolomíticas de color blanco, con diques de calcita acaramelada y restos vegetales flotados.
- 3.8 m: tramo formado por niveles sinuosos de caliza recristalizada, que hacia techo se hacen más tabulares y que se encuentran separados por finas láminas arcillosas. Localmente se encuentran karstificadas.
- 2.4 m: tramo cubierto.
- 1.7 m: niveles de caliza recristalizada que pueden alcanzar hasta 20 cm, con algunas intercalaciones arcillosas, que localmente se encuentran karstificados. Existencia de huellas de raíces.
- 4 m: alternancia de niveles muy irregulares de caliza gris-ocre (inferiores a los 15 cm) y arcillas. Existen cementos de calcita acaramelada, además de huellas de raíces y gasterópodos hacia el techo de los niveles.
- 1.5 m: tramo cubierto.
- 3.5 m: tramo calcáreo formado por una alternancia de niveles tabulares parcialmente recristalizados de caliza blanca y gris con niveles arcilloso-margoso de color verde. Las calizas poseen pseudomorfos de lentículas de yeso en algunos casos huellas de raíces. En ocasiones, la caliza tiene una textura tipo *boxwork* o brechoideo.
- 4 m: calizas masivas irregulares recristalizadas con gasterópodos y huellas de raíces que se intercalan con finos niveles de arcillas verdes. Hacia techo de los niveles se suelen encontrar indicios de brechificación. En algunos niveles se han localizado cortezas de calcitas fibrosas.
- 2.2 m: alternancia de arcillas verdes, ocre, grises-margas blancas con niveles tabulares de caliza gris con abundantes pseudomorfos de lentículas de yeso.
- 5 m: alternancia de niveles de caliza muy recristalizados con pseudomorfos de lentículas de yeso, con margas blancas y arcillas grises. Existencia de alguna vena de calcita.
- 0.4 m: arcillas verdes.
- 1.9 m: tramo con niveles calizos muy recristalizados con pseudomorfos de yeso.
- 1.2 m: niveles tabulares de caliza de unos pocos cm de espesor que alternan con niveles de arcillas de color verde y gris. Las calizas poseen abundantes pseudomorfos de yeso.
- 0.9 m: tramo cubierto.
- 1.8 m: niveles muy brechoideos de caliza recristalizada, que se encuentran fragmentados en nódulos con intercalaciones arcilloso-margosas de color verde y margas de color blanco. Existencia de algunos pseudomorfos de yeso y huellas de raíces.
- 6 m: calizas blancas recristalizadas de color blanco-gris con gasterópodos, que en algunos casos se encuentran brechificadas. Los diferentes niveles de caliza son muy irregulares, usualmente superiores a los 50 cm.
- 5.5 m: arcillas rojas con intercalaciones de niveles de arenas y conglomerados.
- 7.5 m: caliza nodulosa recristalizada de color blanco-amarillento con gran contenido en terrígenos, especialmente en los metros inferiores.
- 8.1 m: niveles estratodecrecientes de morfología más o menos tabular y potencia comprendida entre 0.5-1 m. Son facies oncolíticas-fitoclásticas recristalizadas (*grainstone-packstone*).



COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA MAR-3

2

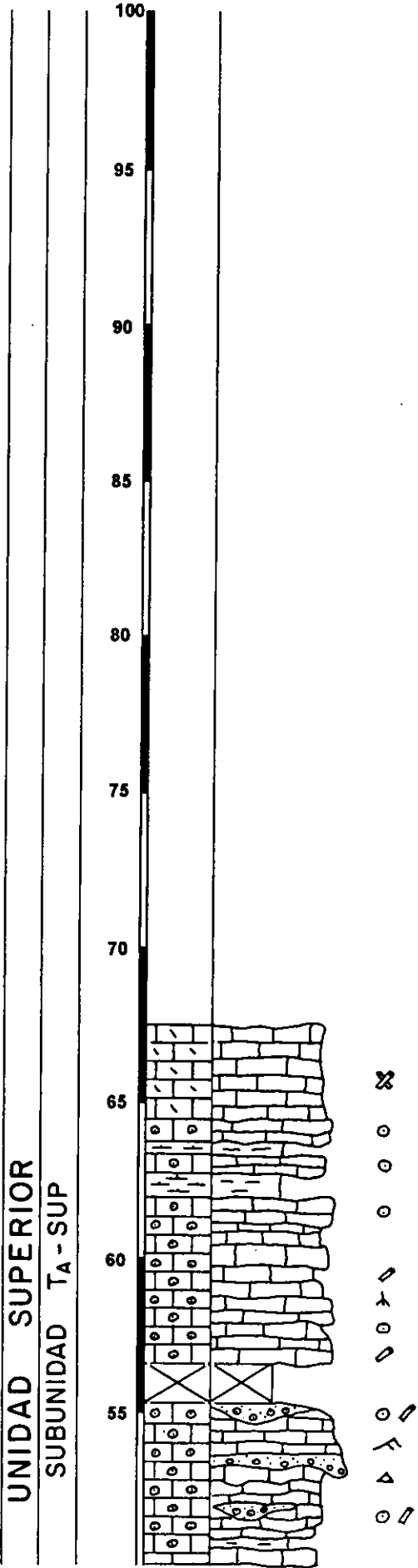
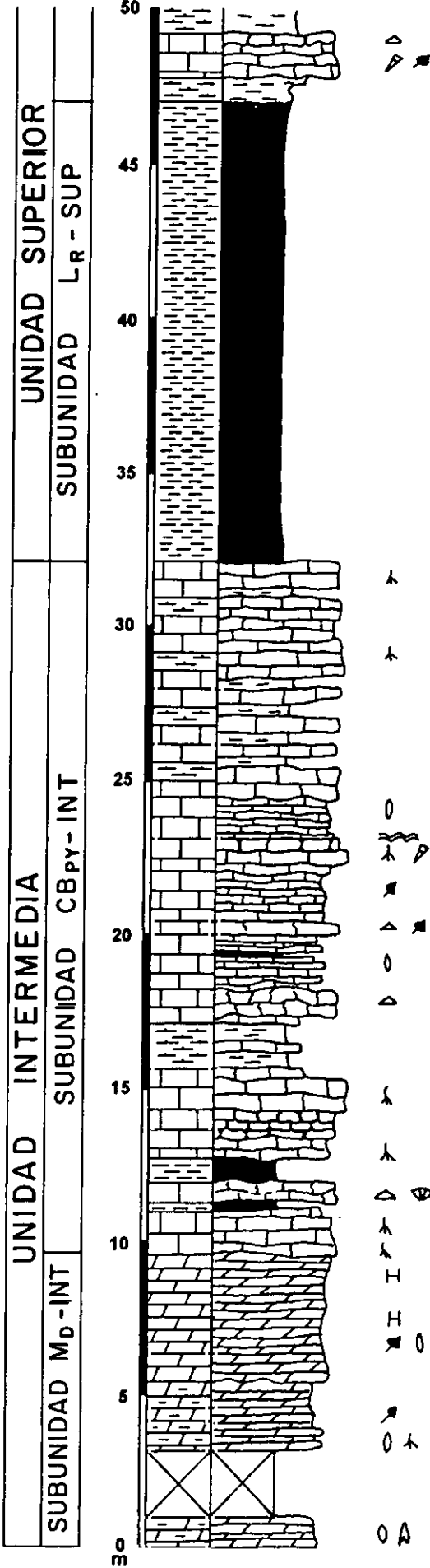


Columna litoestratigráfica MAR-4 (67.85 m)

- 1 m: margas dolomíticas de color blanco-crema con macrolentículas de yeso.
- 2.2 m: tramo cubierto.
- 2.2 m: margas dolomíticas laminadas de color blanco-crema con pequeños niveles de yeso lenticular, restos vegetales flotados, y huellas de bioturbación de raíces.
- 4.2 m: dolomías y margas dolomíticas finamente laminadas de color blanco con láminas de yeso lenticular y restos vegetales. Hacia techo del tramo, se encuentran primeramente abundantes niveles con moldes de yeso lenticular y pseudomorfos de yeso en calcita. Del mismo modo, abundan las venas de calcita acaramelada.
- 1.8 m: caliza de color ocre con abundantes huellas de bioturbación de raíces.
- 0.2 m: arcillas de color gris oscuro con clastos de brecha con un diámetro medio de 5 cm.
- 0.6 m: nivel de caliza recristalizada brechoidea con matriz arcillosa rojiza. En asociación con el techo del nivel se encuentran cortezas fibrosas de calcita.
- 0.8 m: arcillas de color gris, blanco y verde con clastos brechoideos de caliza recristalizada con pseudomorfos de lentículas de yeso.
- 3 m: niveles de caliza recristalizada de base y techo irregular y aspecto noduloso con abundantes huellas de raíces, especialmente en los niveles de base y techo. Se reconoce una tendencia estratocreciente.
- 1.5 m: alternancia de margas blancas con niveles carbonáticos recristalizados de unos 30-40 cm, con base y techo irregulares.
- 1.2 m: nivel de caliza brechoide recristalizada con base y techo irregular con base margosa. Se distinguen venas verticales y diagonales de calcita acaramelada.
- 1.8 m: sucesión de caliza bandeada estratodecreciente dispuesta en tábulas de unos 10 cm de potencia con intercalaciones de pequeños tramos más margosos. En la parte inferior, las tábulas se encuentran recristalizadas. En la parte media se encuentran abundantes moldes y lentículas de yesos. La parte superior presenta venas de calcita acaramelada.
- 0.4 m: dos niveles de unos 20 cm cada uno. El inferior es margoso-calcáreo y noduloso de color blanco con algunas zonas de aspecto brechoide. El superior, con base irregular, se corresponde con una caliza laminada recristalizada de color gris-oscuro con abundantes restos vegetales de pequeño tamaño.
- 1.65 m: tramo de caliza recristalizada finamente laminada de color gris-gris oscuro con abundantes restos vegetales flotados y pseudomorfos de lentículas de yeso.
- 1 m: caliza recristalizada de color blanco con gasterópodos y huellas de bioturbación de raíces con cementos de calcita. Hacia techo cobra un aspecto noduloso.
- 1.3 m: caliza finamente laminada con moldes de lentículas de yeso.
- 7.7 m: niveles de caliza masiva recristalizada de unos 20-30 cm alternando con niveles calcomargosos de colores blanquecinos. Abundantes huellas de bioturbación de raíces.
- 14.8 m: arcillas y limos de color rojo. Hacia techo se encuentran microconglomerados calcáreo-silíceos. También pueden observarse conglomerados formados por oncolitos (de unos 2 cm de diámetro) en una matriz margosa blanca con algún canto de cuarcita.
- 0.8 m: margas blanco-grisáceas con algunos cantos calcáreos y silíceos de menos de 1 cm de diámetro.
- 1.4 m: tramo calcáreo en el que la parte inferior es más margosa y la parte superior se corresponde con un carbonato muy recristalizado de aspecto brechoideo con gasterópodos.
- 1.8 m: alternancia de paquetes calcáreos altamente recristalizados con niveles de calizas margosas.

- 4.3 m: tramo compuesto por niveles de caliza oncolítica recristalizada (*grainstone-packstone*) que posee una estructura brechoidea hacia el techo. Hay niveles intercalados de conglomerados calcáreos con oncoides en una matriz margosa y canales fitoclásticos.
- 1.3 m: tramo cubierto.
- 5.4 m: niveles de caliza irregular oncolítica recristalizada (*grainstone-packstone*). Los componentes oncolíticos no superan los 5 mm de longitud con base canalizada.
- 2.5 m: niveles calcáreos oncolíticos que alternan con niveles margosos.
- 3 m: edificio tobáceo calcáreo de color ocre-amarillento con gasterópodos y restos de plantas.

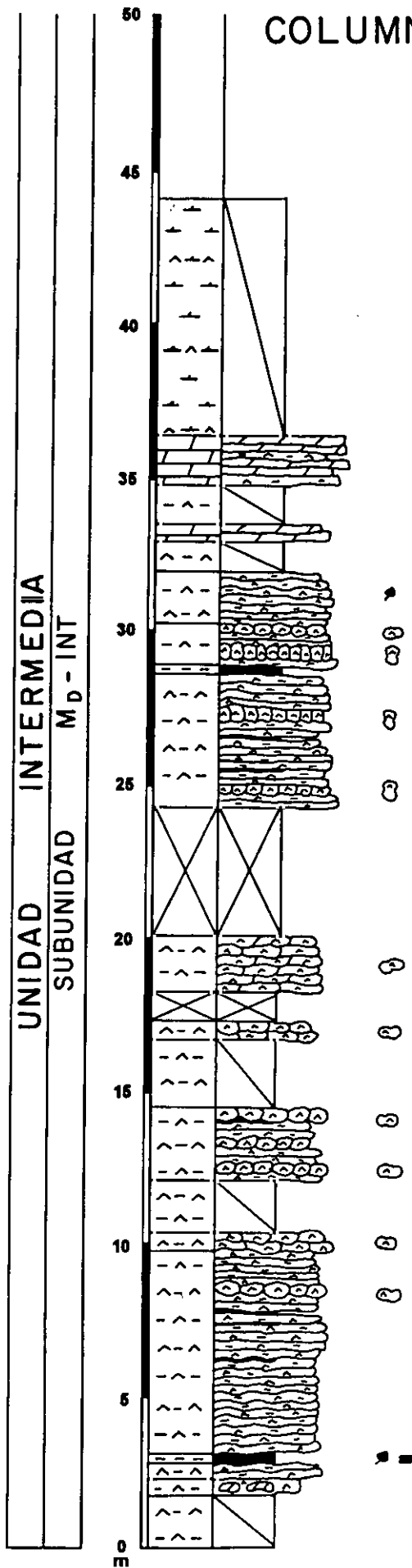
COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA MAR - 4



Columna litoestratigráfica PEÑ (44.1 m)

- 1.7 m: tramo semicubierto compuesto de yeso laminado en alternancia con finos niveles de arcillas-margas dolomíticas verdosas.
- 0.6 m: yeso de textura alabastrina con nódulos de dolomía de color blanco-ocre.
- 0.5 m: yeso laminado mesocristalino, a veces micronodular con finas intercalaciones de arcillas-margas verdes y magnesita, con restos carbonosos, vegetales, y óxidos de Fe.
- 0.3 m: tramo arcilloso-margoso de color verde.
- 6.6 m: tramo de yesos laminados mesocristalinos (aproximadamente 1 cm), en ocasiones micronodulares, que alternan con finas intercalaciones arcilloso margosas de color verde, gris y marrón. Existen algunas intercalaciones de niveles continuos de yeso nodular de 10-15 cm de espesor.
- 0.6 m: yeso nodular de textura alabastrina.
- 1.7 m: tramo semicubierto, compuesto de yesos laminados muy similares a los del penúltimo nivel.
- 2.4 m: sucesión de yeso laminado mesocristalino, micronodular y niveles de unos pocos cm de espesor de yeso nodular alabastrino.
- 2.2 m: tramo semicubierto, yeso laminado mesocristalino y micronodular.
- 0.6 m: yeso nodular de textura alabastrina.
- 1 m: tramo cubierto.
- 1.8 m: sucesión de niveles de yeso nodular de textura alabastrina de unos pocos cm de espesor, que presentan continuidad lateral.
- 4.2 m: tramo cubierto.
- 4.3 m: yeso laminado mesocristalino, en ocasiones micronodular, con intercalaciones de niveles de yeso nodular-columnar de unos 10-20 cm. Eflorescencias de epsomita.
- 0.3 m: arcillas y margas de color verde.
- 1.4 m: yeso laminado mesocristalino, en ocasiones micronodular, con intercalaciones de niveles de yeso nodular-columnar. Eflorescencias de epsomita.
- 1.7 m: yeso laminado primario que se compone básicamente de costras de yeso (yeso lenticular-prismático, microselenita y detrítico) en fina alternancia (centimétrica) con margas dolomíticas blancas y verdosas. Existencia de restos vegetales flotados.
- 1 m: tramo semicubierto, formado por yeso detrítico laminado y de tamaño arena en una matriz dolomargosa blanca y costras microseleníticas.
- 0.6 m: niveles de dolomías y margas dolomíticas de colores blancos y grises con algunas láminas centimétricas de yeso detrítico y lenticular.
- 1.3 m: tramo semicubierto, formado por yeso detrítico laminado y de tamaño arena en una matriz dolomargosa blanca y costras microseleníticas subcentimétricas.
- 1.6 m: alternancia centimétrica entre niveles dolomíticos y margo-dolomíticos blancos y niveles de yeso detrítico (lenticular-microselenita en menor proporción).
- 7.7 m: tramo semicubierto, formado por dolomías y margas dolomíticas de color blanco que poseen finas intercalaciones de láminas de yeso detrítico y lenticular hacia la base, pero que progresivamente hacia el techo, se encuentran disueltas, y finalmente pseudomorfizadas por calcita acaramelada.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA PEÑ



Columna litoestratigráfica VIC (99.5 m)

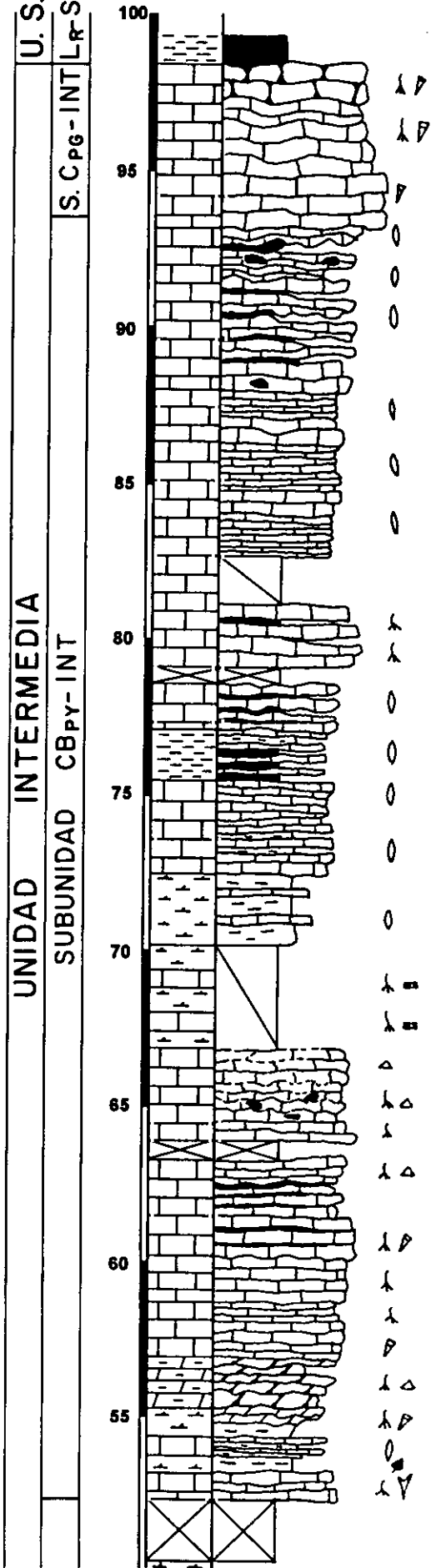
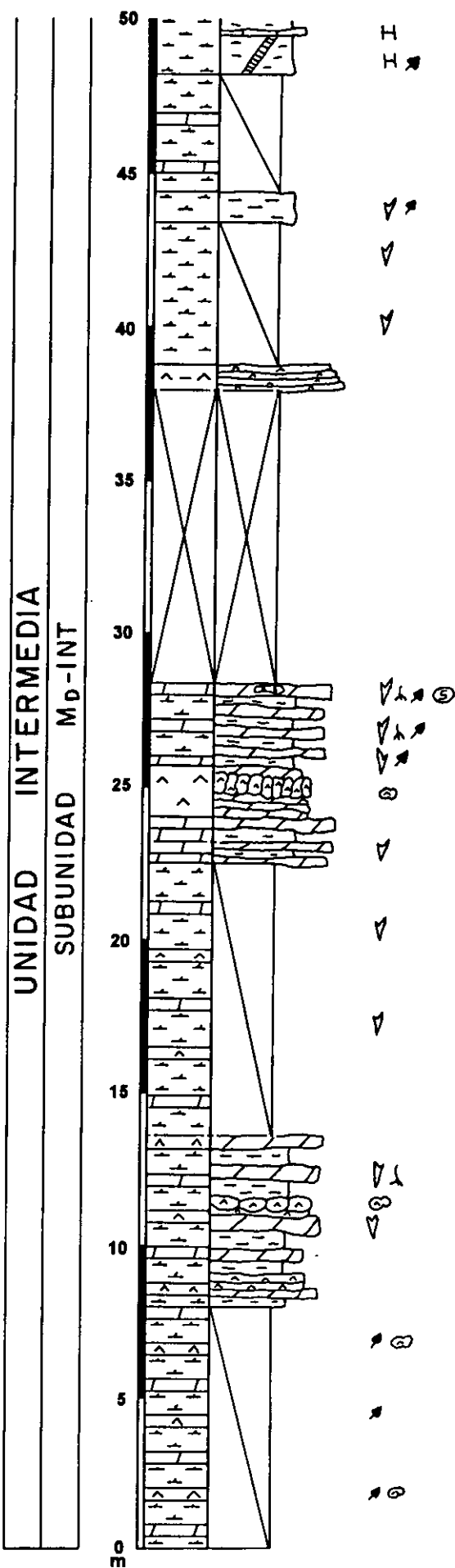
- 7.9 m: tramo semicubierto, que se compone de margas grises con restos vegetales, niveles carbonático-dolomíticos intercalados con nódulos de yeso, preferentemente nódulo-columnares.
- 5.6 m: alternancia de niveles carbonático-dolomíticos (5-25 cm) con margas grises (25 cm) y niveles de yeso nodular (unos 10 cm). Los niveles dolomíticos presentan un color gris oscuro a marrón oscuro, puede tener una textura granuda fácilmente disgregable. A veces se presenta con textura granuda y ligeramente cristalina quedando bioturbada por la acción de raíces, con presencia de microporosidad y crecimientos de yeso desplazativo.
- 8.9 m: tramo semicubierto, aunque hay afloramientos margosos y niveles dolomíticos grises con abundantes yesos macrolenticulares. Las margas son terrosas grises y pulverulentas.
- 1.5 m: niveles dolomíticos gris-oscuro con macrolentículas de yeso desplazativo separados por una masa margoso-yesífera de color gris. Se encuentran cementados por yeso.
- 1.7 m: dolomías de color gris-ocre con intercalaciones de yesos nódulo-columnares de color blanco.
- 2.7 m: niveles carbonático-dolomíticos tabulares de color gris-ocre ligeramente oscuro (10-15 cm) separados por material margoso-yesífero con restos vegetales flotados. Hay niveles de textura granuda con huellas de raíces. De la misma forma, hay niveles extremadamente recrystalizados con un color intenso gris oscuro, sin ninguna textura relevante, o con silicificación a techo. En este tramo se localizan macrolentículas de yeso.
- 9.5 m: tramo cubierto.
- 0.9 m: yesos laminados (primarios) muy alterados con intercalaciones arcillosas y probablemente calcitizados.
- 4.6 m: tramo semicubierto con margas blancas y grandes cristales lenticulares de yeso de carácter desplazativo.
- 1 m: margas grises verde oliva homogéneas con restos vegetales flotados y macrolentículas de yeso.
- 3.8 m: tramo semicubierto, compuesto por margas verdes con algún nivel carbonático intercalado.
- 2.1 m: margas verdes, grisáceas, blancas, con restos vegetales muy cuarteadas y atravesadas por diques verticales de calcita. En la parte superior del tramo se localizan niveles tabulares de calcita.
- 1.9 m: tramo cubierto.
- 0.9 m: niveles tabulares de 5-10 cm calizos de color gris-ocre con huellas de raíces. En la base, hay niveles laminados de yeso y rosetas de yeso intercaladas.
- 0.6 m: nivel margoso-calcomargoso de color verde oliva con restos vegetales y eflorescencias epsomíticas.
- 0.6 m: niveles irregulares calizos de unos 5 cm intercalados con otros niveles margosos. Se encuentran parcialmente recrystalizados, son oscuros, con abundantes pseudomorfos de yeso.
- 0.9 m: tramo que hacia la base presenta margas de color verde, mientras que la zona superior queda compuesta por dos niveles calizos de base y techo irregular, granudos y pulverulentos con moldes de gasterópodos y abundante microporosidad. El nivel superior queda algo más recrystalizado con tonos más oscuros y huellas de bioturbación.
- 1.7 m: tramo compuesto por niveles calcomargosos tabulares, a veces irregulares de 5-10 cm de espesor, que se encuentran alternando con niveles margosos. Hay niveles que

lateralmente desaparecen, intercalan con margas grises y niveles calcomargosos. Los niveles calizos, aunque están consolidados poseen un aspecto de brecha cementada.

- 1.8 m: tramo calcáreo formado por niveles calizos (5-20 cm) adosados con finas intercalaciones margosas. El color de los niveles es blanco a gris y su morfología es más o menos tabular y continua excepto los niveles más finos que son ligeramente sinuosos. La característica general es la recristalización de color blanco-grisáceo y niveles recristalizados con gasterópodos planórbidos. Los niveles de techo poseen gran porosidad, huellas de raíces, y están separados por niveles de margas grises. Eflorescencias de Epsomita.
- 4.6 m: tramo carbonático formado por niveles masivos y recristalizados de color blanco y abundantes huellas de raíces. Hacia la mitad del tramo se encuentran separados por margas blancas terrosas, ligeramente alabeados y fracturados, con gasterópodos, indicios de brechificación y huellas de bioturbación.
- 0.6 m: tramo cubierto.
- 3 m: tramo carbonático formado por niveles de caliza brechoide, recristalizada con fracturación intensa y pocas margas intercaladas. Las brechas se encuentran alabeadas, y el espesor de los niveles alcanza los 5-15 cm. Se reconoce alguna huella de bioturbación.
- 3.2 m: tramo semicubierto que consta de una sucesión muy similar a las anteriores. Son niveles calizos muy bioturbados, con óxidos de Fe a favor de huellas de raíces; hay niveles carbonáticos inferiores de unos 15 cm que también pueden encontrarse recristalizados.
- 2.3 m: tramo margoso de color blanco-gris. En la base aparecen niveles margosos blancos y grises con restos vegetales muy orientados, entre los cuales se intercalan niveles calizos de morfología muy irregular (unos 2 cm) que es una masa blanca no recristalizada con multitud de pequeños pseudomorfos de yeso.
- 2.9 m: niveles carbonáticos de morfología irregular con muy pocas intercalaciones de tipo margoso. Son calizas muy irregulares con mucha porosidad interna, de unos 15 cms, que se intercalan con arcillas verde-marrones. A techo hay un nivel repleto de pseudomorfos de yeso.
- 1.7 m: tramo arcilloso de color verde que se intercala con tábulas de caliza con pseudomorfos de yeso.
- 1.4 m: niveles tabulares de caliza con pseudomorfos de yeso que se intercalan con arcillas de color verde y pardo.
- 0.5 m: tramo blando cubierto.
- 2 m: niveles tabulares calizos (10-15 cm) de aspecto masivo aunque la base y el techo se presentan muy sinuosos, y se encuentran separados por mínimas intercalaciones margoso-arcillosas. La recristalización es intensa. En la base hay niveles con huellas de raíces.
- 1.5 m: tramo semicubierto, parecido al anterior tramo descrito.
- 5.3 m: niveles carbonáticos tabulares de 5-20 cm, que se caracterizan por la presencia de pseudomorfos de lenticulas de yeso, algunas de las cuales llegan a tamaño decimétrico. Normalmente, son tábulas de unos 2 cm parcialmente recristalizadas con masas de calcita acaramelada pseudomorfizando yeso, que se intercalan con margas verdes y grises. Otros niveles son más masivos con un bandeado blanco-oscuro con pseudomorfos yesíferos intercalados.
- 5.2 m: sucesión de niveles de caliza muy irregulares, algo karstificadas, recristalizadas, de color blanco-gris, con grandes pseudomorfos de yeso o niveles de yeso completamente pseudomorfizados. Intercalaciones arcillosas-margosas verdes.
- 5.2 m: tramo formado por grandes niveles carbonáticos muy irregulares y fracturados de hasta 50 cm, de base y techo sinuosa muy recristalizados con presencia de gasterópodos de pequeño tamaño. A techo, van adquiriendo una estructura nodular.

- 1.5 m: arcillas rojas que lateralmente pasan a carbonatos nodulosos muy detríticos (verdaderos conglomerados). No siempre se encuentran las arcillas sino sólo carbonatos nodulosos con terrígenos.

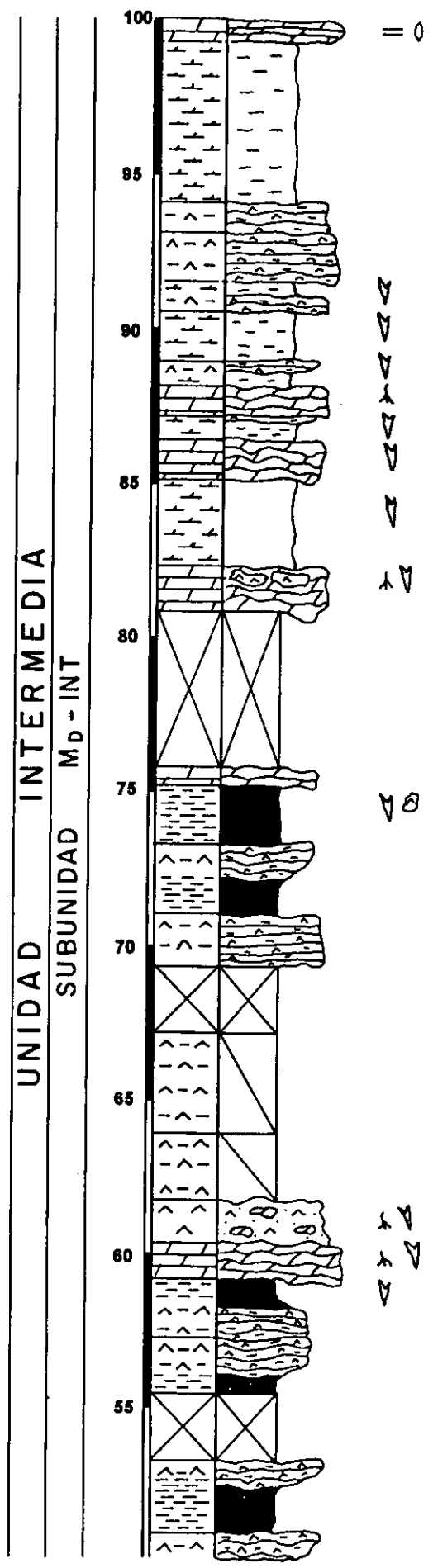
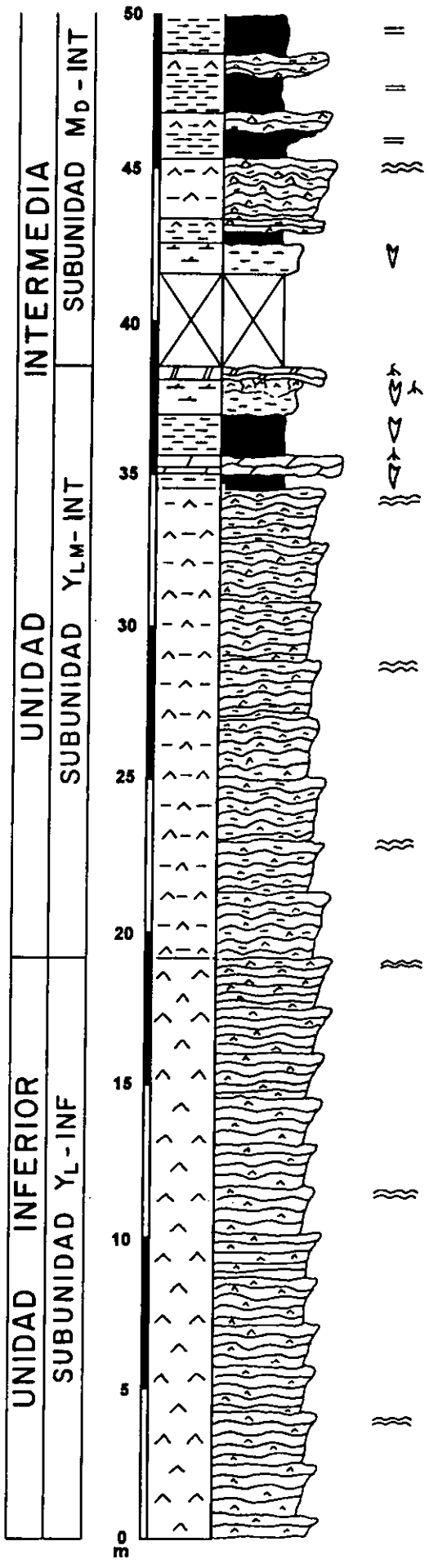
COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA VIC



Columna litoestratigráfica MOR (146.9 m)

- 19.2 m: yesos laminados formando secuencias estratocrecientes (2-2.5 m) que se intercalan con arcillas y/o magnesitas. El espesor de las láminas de yeso no supera los 2 cm. El yeso es predominantemente de origen secundario por transformación de anhidrita. En ocasiones el yeso es micronodular. Abundantes eflorescencias de epsomita.
- 15.4 m: yesos laminados formando secuencias (2-2.5 m) que se intercalan con arcillas y/o magnesitas, donde el espesor de las láminas de yeso oscila entre 0.5-1 cm. El yeso es fundamentalmente de origen primario (microselenita, lenticular, y detrítico) con pliegues por competición en el crecimiento cristalino. Abundantes eflorescencias de epsomita.
- 0.5 m: arcillas-margas de color verde con macrolentículas de yeso.
- 0.6 m: nivel dolomítico yesificado de color ocre con huellas de raíces.
- 1.3 m: arcillas-margas grises con macrocristales de yeso de hasta 20-30 cm.
- 1.1 m: margas dolomíticas de color ocre con abundantes macrolentículas de yeso. Hacia techo pasa a una masa heterogénea yesífera con túbulos de raíces rellenos de carbonato.
- 0.4 m: carbonato magnésico (probable magnesita) con abundantes huellas de raíces y macrolentículas de yeso.
- 3.1 m: tramo cubierto.
- 1 m: margas de color gris-verdoso con algunas macrolentículas de yeso.
- 0.8 m: tramo que se compone a la base de arcillas grises verdes y carbonatos blancos laminados con yeso lenticular de aproximadamente 0.5-1 cm. A techo se individualizan niveles de yeso lenticular con finas intercalaciones arcillosas.
- 1.9 m: yeso laminado (primario) intercalado con arcillas ocre, verdes y grises y magnesita/dolomita formando una secuencia estratocreciente, donde se pasa de yeso laminado lenticular a la base hacia yeso laminado microselenita a techo.
- 1.5 m: niveles de arcillas grises y magnesita/dolomita con alguna alternancia de láminas de yeso lenticular o microselenita. Hacia techo de la secuencia se pasa yeso laminado primario con muy finas intercalaciones arcillosas.
- 1.9 m: tramo muy similar al anterior, donde la base tiene arcillas ocre laminadas con algún término magnesítico y láminas de yeso lenticular, mientras que hacia el techo se pasa a yeso laminado predominantemente microselenita y sacaroideo.
- 2.1 m: idem a la secuencia del tramo anterior.
- 2.4 m: base formada por arcillas verdes y ocre con láminas de yeso lenticular muy finas, que hacia techo pasa a una acumulación de niveles irregulares de yeso microselenita de hasta 2 cm con intercalaciones de carbonato magnésico y arcillas.
- 2.2 m: tramo cubierto.
- 1.9 m: secuencia con arcillas verdes, grises y blanquecinas con micronódulos de yeso que pasan a techo a niveles de yeso detrítico que pueden alcanzar hasta 3 cm.
- 1.9 m: tramo que hacia la base se compone de yeso laminado detrítico que pasa hacia techo a un nivel de unos 50 cm de arcillas grises que alberga macrolentículas de yeso.
- 1.2 m: niveles dolomíticos con gran cantidad de yeso lenticular y huellas de raíces rellenas de carbonato magnésico. Se encuentra cementado por yeso.
- 1.4 m: nivel de yeso con pequeños nódulos de carbonato magnésico y rellenos de huellas de raíces. También se encuentran macrolentículas de yeso intrasedimentario.
- 2.2 m: tramo semicubierto. Afloran retazos de yesos laminados, especialmente yeso microselenita intercalado con dolomita.
- 3.3 m: tramo semicubierto. Aparentemente se trata de yeso microselenita laminado.
- 2.1 m: tramo cubierto.

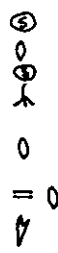
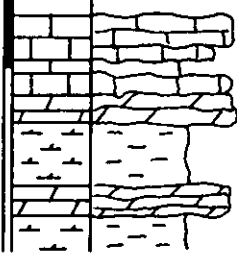
- 1.7 m: yeso laminado primario (microselenita y lenticular) alternando con finos niveles margodolomíticos y arcillosos al 50%.
- 2.4 m: tramo arcilloso a su base con yeso lenticular de hasta 1 cm, que pasa a techo a arcillas grises y niveles laminares de yeso detrítico, microselenitas y algún yeso lenticular. Se encuentran *satinspar vein* en disposición horizontal.
- 1.9 m: tramo arcilloso con macrolentículas de yeso de hasta 10 cm.
- 0.6 m: niveles dolomíticos de color ocre atravesados por gran cantidad de macrolentículas de yeso. Hay yeso nodular a favor de niveles aislados.
- 5 m: tramo cubierto.
- 1.5 m: niveles dolomíticos heterogéneos de color ocre con intercalaciones de yeso intrasedimentario macrolenticular. Existencia de nódulos de yeso de textura alabastrina, especialmente en su parte media.
- 2.8 m: margas dolomíticas con gran desarrollo del yeso macrolenticular, de hasta 50 cm.
- 1.3 m: dolomía yesificada de color ocre muy bioturbada por raíces con macrolentículas de yeso.
- 0.8 m: margas dolomíticas ocre y grises con macrolentículas de yeso, que hacia su techo pasa a dolomías laminadas con intercalaciones de yeso lenticular.
- 1 m: tramo compuesto a su base por una masa heterogénea de yeso con algún nivel dolomítico intercalado y macrolentículas de yeso. A techo, el material es más dolomítico, con huellas de raíces rellenas de carbonato.
- 0.8 m: secuencia que está compuesta de una base marrón oscura cementada por yeso con huellas de raíces rellenas de yeso micro-mesolenticular. A techo, se disponen láminas de yeso lenticular y detrítico con finas intercalaciones arcillosas.
- 1.6 m: margas dolomíticas con gran cantidad de yeso lenticular.
- 0.9 m: yeso detrítico en una matriz arcillosa oscura que se encuentra globalmente cementado por yeso. A techo se compone de dolomías de color gris con grandes cristales de yeso lenticular.
- 1.6 m: alternancia centimétrica de dolomías/margas dolomíticas y yeso microcristalino lenticular.
- 0.9 m: alternancia de yeso lenticular (< 0.5 cm) en matriz dolomítica con finos niveles de dolomías y margas dolomíticas.
- 5.3 m: margas dolomíticas grises a blanquecinas.
- 0.7 m: nivel dolomítico laminado con moldes de yeso lenticular.
- 0.9 m: nivel margoso-dolomítico con yeso macrolenticular.
- 0.8 m: dolomías y margas dolomíticas laminadas con moldes de yeso lenticular.
- 1.7 m: margas dolomíticas con algunos moldes de lentículas de yeso, con indicios de calcitización y algunos pseudomorfos de yeso.
- 0.7 m: dolomías de morfología irregular con huellas de raíces.
- 0.5 m: calizas con huellas de raíces y silicificación puntual.
- 1.6 m: tramo que hacia la parte inferior es margoso grisáceo y sobre ellos hay niveles de calizas con pseudomorfos de yeso lenticular alternando con margas. La mitad superior es más o menos masiva con silicificaciones entre los niveles calcáreos.
- 3 m: calizas brechoideas con textura *boxwork* (moldes de macrolentículas de yeso).
- 24.5 m: tramo complejo formado por una alternancia de brechas calcáreas con moldes lentículas de yeso, niveles con pseudomorfos de yeso, y niveles palustres recrystalizados.
- 13 m: lutitas rojas con canales de oncoides con núcleo terrígeno.



COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA MOR ②

UN. INTERMEDIA

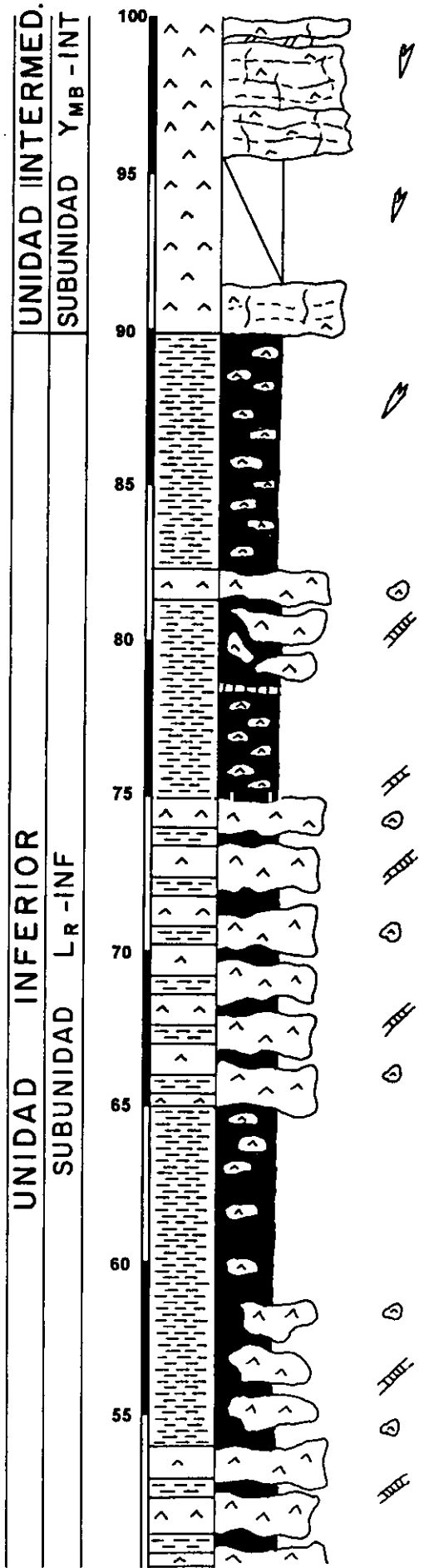
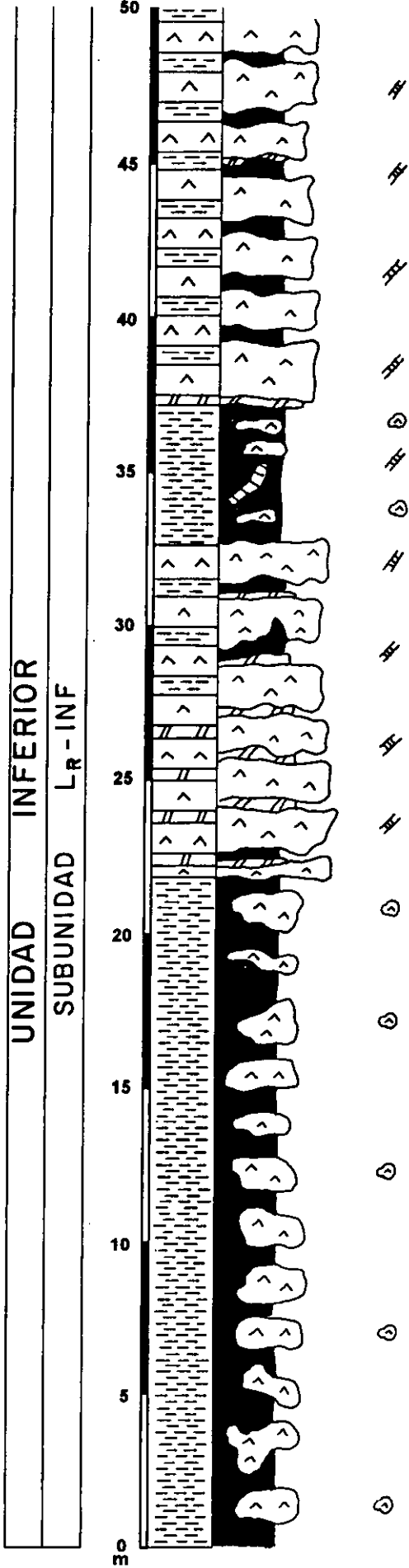
SUBUN. M_D - INT

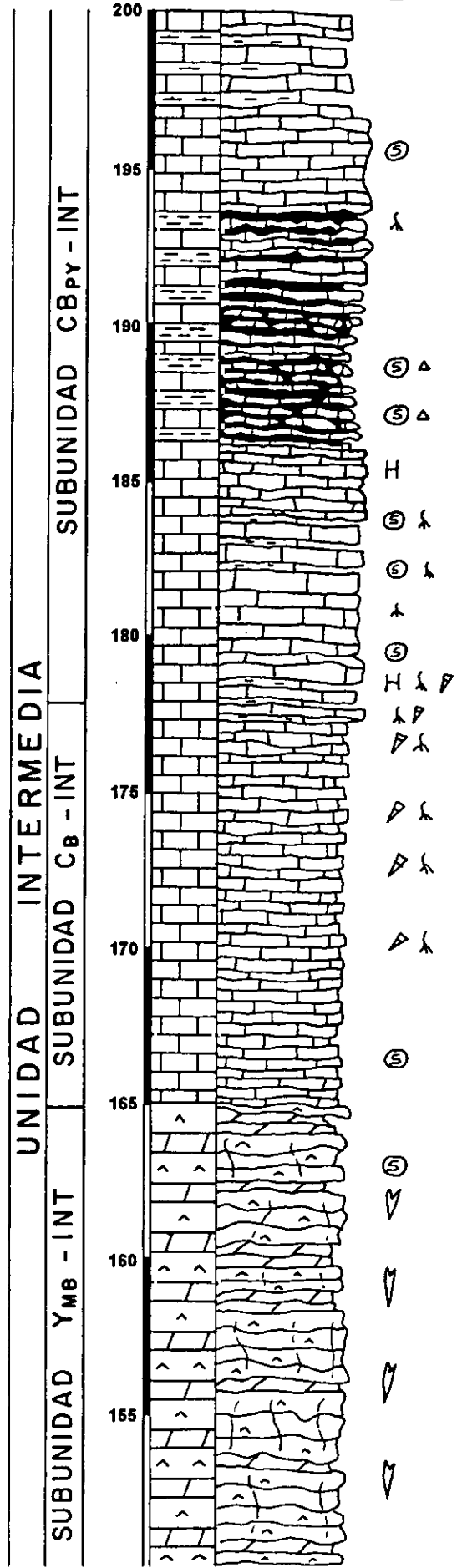
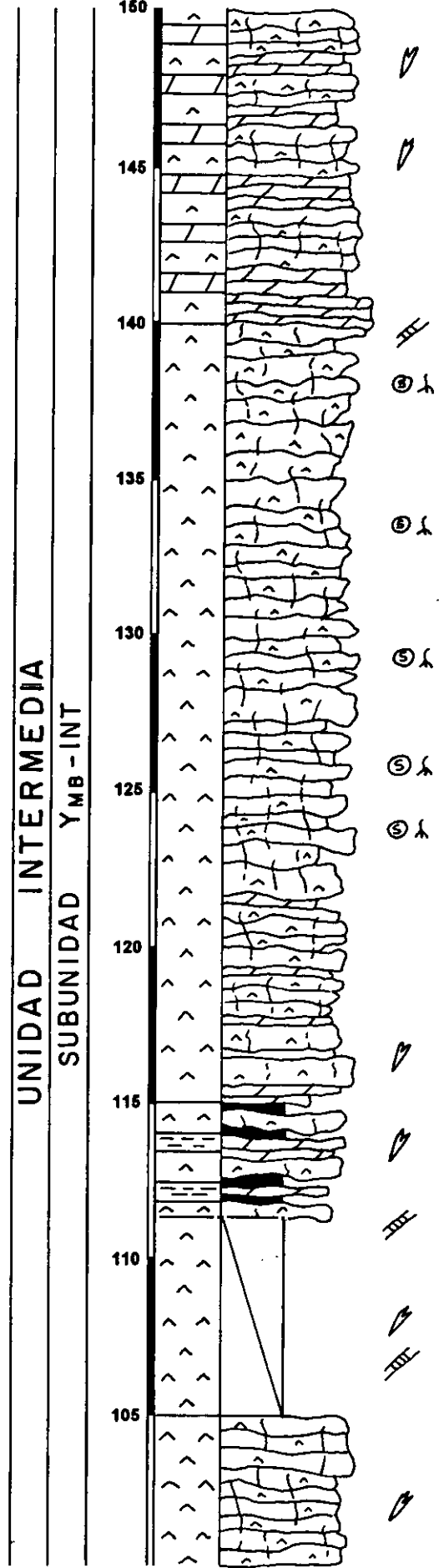


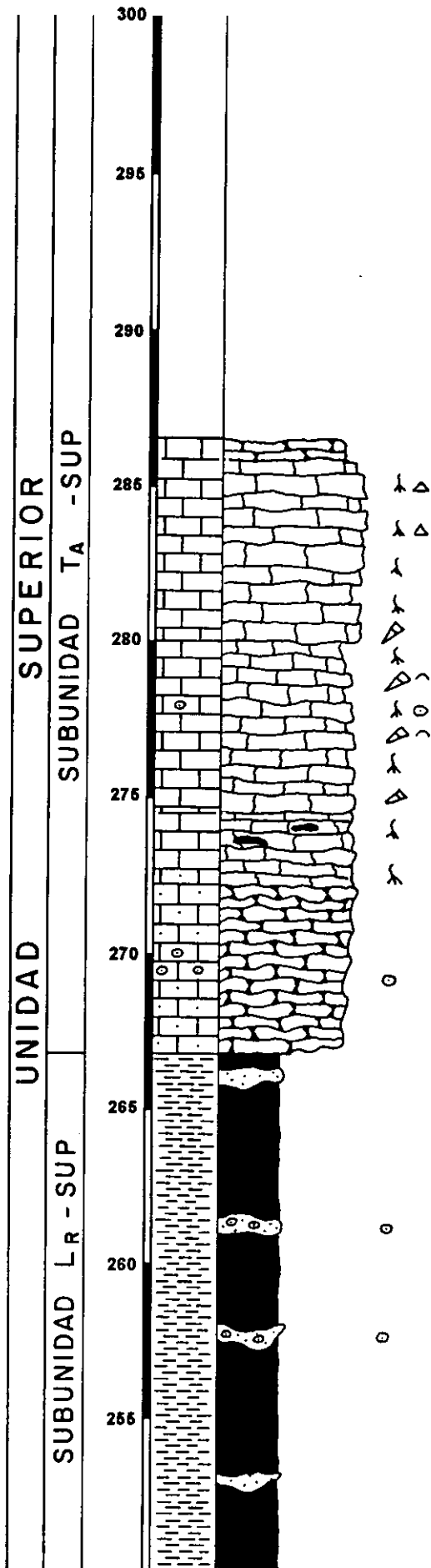
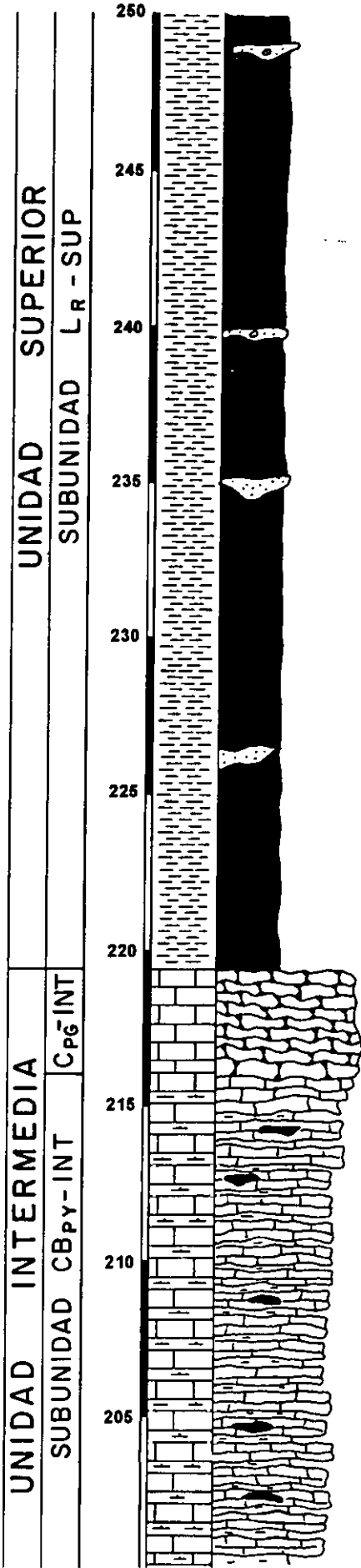
Columna litoestratigráfica FTE (286.6 m)

- 22 m: arcillas rojas con nódulos y meganódulos de yeso.
- 11 m: tramo compuesto de niveles yesíferos nodulares de disposición columnar de orden métrico cuya base y techo son bastante sinuosos, quedando separados por arcillas rojas, grises y magnesita. Existen abundantes *satinspar vein* en disposición aleatoria. Hacia la mitad del tramo hay un progresivo enriquecimiento de arcillas rojas frente a los niveles de yeso. Existencia de epsomita asociada en forma de eflorescencia salina.
- 4.5 m: alternancia de arcillas rojas con nódulos yesíferos de gran tamaño y abundantes intercalaciones de *satinspar vein*.
- 21.4 m: tramo yesífero que se compone de grandes nódulos de orden métrico de yeso alabastrino con una matriz arcillosa roja-verde gris y algunas intercalaciones de magnesita. Existencia de abundantes eflorescencias de epsomita. Presencia de abundantes *satinspar vein*. Los últimos niveles (4 o 5 m) son meganódulos con matriz preferente arcillosa gris, con *satinspar*, eflorescencias y alguna intercalación magnesítica visible.
- 6 m: tramo arcilloso rojizo con gran contenido en nódulos de yeso alabastrino.
- 10 m: tramo arcilloso-yesífero, que consta de niveles yesíferos más o menos masivos de aproximadamente 1 m, que son nodulosos a la base, y se intercalan con arcillas grises y rojas. Abundan los *satinspar vein* rodeando las formas nodulosas.
- 3.7 m: tramo arcilloso rojizo con abundantes eflorescencias de epsomita, con intercalaciones de limos yesíferos verdes o arcillas verde yesíferas. Existen algunos nódulos de yeso de pequeño tamaño.
- 3.7 m: tramo que consta de grandes nódulos yesíferos y niveles de yeso masivo inmersos en una matriz arcillosa-rojiza, con abundantes eflorescencias de epsomita.
- 7.7 m: tramo arcilloso-rojizo con intercalaciones de algún nivel tabular limoso verde-gris y abundantes eflorescencias de epsomita. Las arcillas suelen estar laminadas y a veces presentan gradaciones hacia términos laminados magnesíticos. Existen nódulos de yeso de hasta 20 cm de diámetro en la base y dispersos por el resto del tramo. A techo no se aprecian nódulos sino yesos macrolenticulares de crecimiento desplazativo. También se pueden observar niveles arenosos con morfologías canalizadas.
- 15 m: yesos microlenticulares de color blanco muy intenso y de aspecto pulverulento con un tramo intermedio semicubierto. Se localizan abundantes macrolentículas de yeso desplazativo y una matriz de composición dolomítica.
- 6.4 m: tramo blando semicubierto donde se aprecian retazos de morfologías muy sinuosas de yesos microlenticulares alterados, blandos, pulverulento de color blanco, con alguna intercalación de algún nivel tabular de yesos microcristalinos de color gris violáceo bioturbado.
- 3.6 m: alternancia de carbonatos tabulares de hasta 25 cm carbonatos margosos, arcillas verdes y oscuras (con gran cantidad de macrolentículas de yeso desplazativo) con yesos microlenticulares, blandos y pulverulentos.
- 24.9 m: sucesión de niveles de yeso microlenticular alterado, blando, blanco y pulverulento con alguna intercalación de yeso más masivo y carbonático-dolomítico. Hay gran cantidad de yeso macrolenticular desplazativo a la base. A menudo se observan rasgos de bioturbación producida probablemente por chironómidos, así como huellas de raíces silicificadas.
- 25 m: alternancia de niveles tabulares carbonático-dolomíticos oscuros y recristalizados con niveles de yesos microlenticulares pulverulentos, blandos y blancos con sílex asociado a algún nivel de ese tipo. Intercalaciones de abundantes yesos desplazativos.

- 13.5 m: niveles de unos 10 cm de caliza blanquecina, pulverulenta, con cierta fisibilidad horizontal, que internamente se encuentra poco o nada recrystalizada, con restos de gasterópodos. Los niveles se organizan en conjuntos de entre 30-50 cm de potencia, que se intercalan con margas blancas. A menudo se encuentran huellas de bioturbación de raíces y ocasionalmente algún nivel irregular de silicificación.
- 8.9 m: sucesión de niveles carbonáticos de unos 25 cm de color amarillento con frecuentes niveles de silicificación a favor de finas intercalaciones margosas. Los niveles carbonáticos son tabulares ligeramente recrystalizados y hacia la base existen niveles con abundante bioturbación por raíces y karstificación a favor de las mismas. Hacia el techo, los niveles son más homogéneos con algún resto de gasterópodos, de color blanco-gris, y recrystalización incipiente.
- 7.4 m: niveles de calizas altamente sinuosos y karstificados de unos 30 cm de potencia con acomodaciones, separados por muy finos niveles de margas verdes-grises con alta fisibilidad. En su parte media se localizan niveles carbonáticos brechoideos con arcillas rojizas intercaladas y una cierta orientación columnar.
- 3 m: tramo con niveles calizos recrystalizados de unos 50 cm con importante resalte sobre los inferiores con base karstificada y abundantes huellas de bioturbación vertical de raíces. Existen pocas intercalaciones margosas y se diferencian venas de calcita.
- 18.8 m: tramo con una alternancia de niveles calizos muy recrystalizados de color blanco y formas sinuosas con margas blancas y verdes.
- 3.4 m: nivel de calizas nodulosas de color blanco-amarillento altamente recrystalizadas y con abundantes grietas circungranulares cementadas por calcita.
- 47.4 m: tramo de arcillas rojas con algunos niveles conglomeráticos silíceos, que hacia techo pasan a ser de composición carbonática-silícea, con oncoides.
- 5 m: calizas nodulosas de color blanco y tonos amarillentos, enriquecidas en componentes terrígenos silíceos y carbonáticos. Se encuentra altamente recrystalizada y con abundantes cementos de calcita.
- 2.3 m: conjunto de niveles de calizas de unos 35 cm de potencia de base y techo sinuoso y altamente recrystalizadas. Se reconocen texturas fitoclásticas *grainstone-packstone*. Los niveles finalizan con una superficie de intensa bioturbación por raíces.
- 12 m: sucesión de niveles calizos recrystalizados que pueden llegar a alcanzar 1 m de espesor con gasterópodos y un alto grado de bioturbación por raíces. En algunos casos se diferencian texturas oncolíticas y fitoclásticas, y especialmente hacia techo texturas brechoideas.







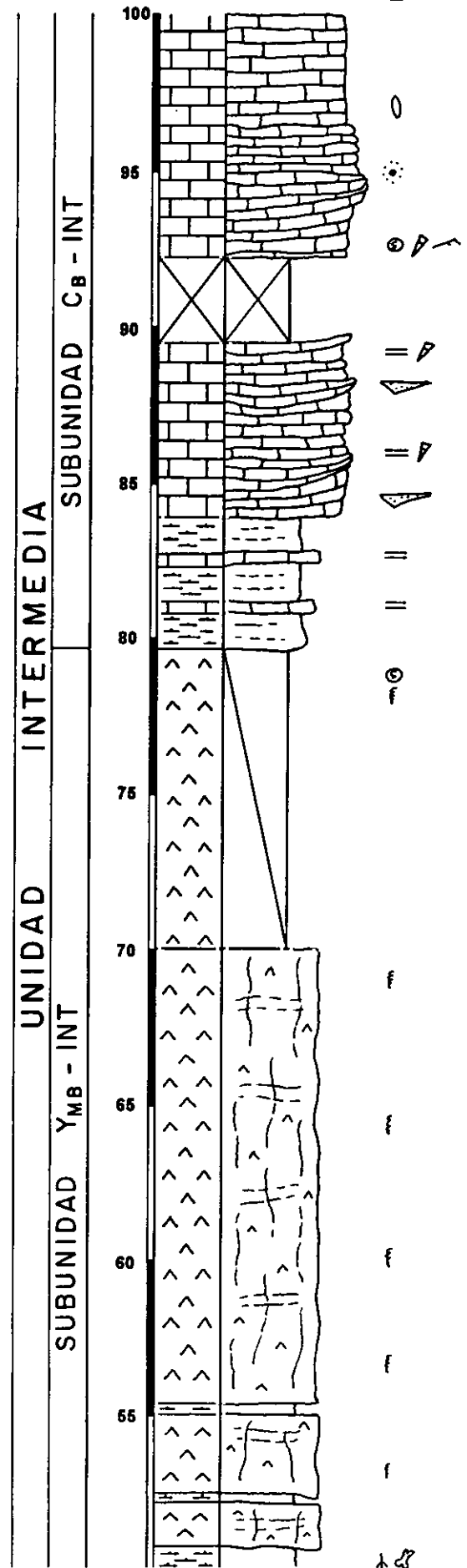
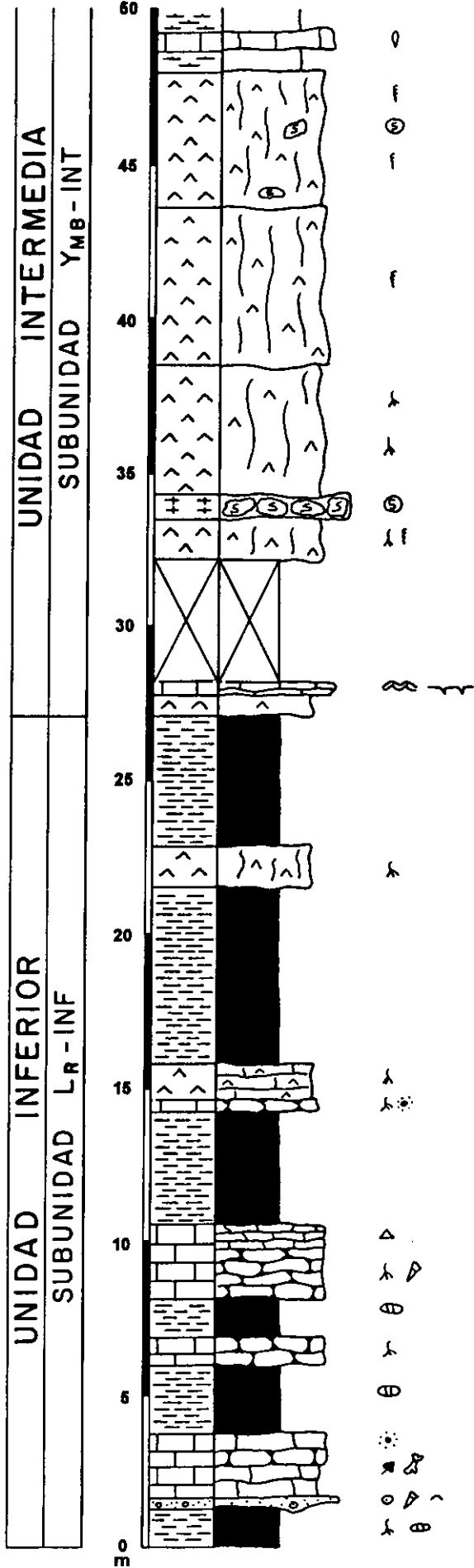
Columna litoestratigráfica MON (249.5 m)

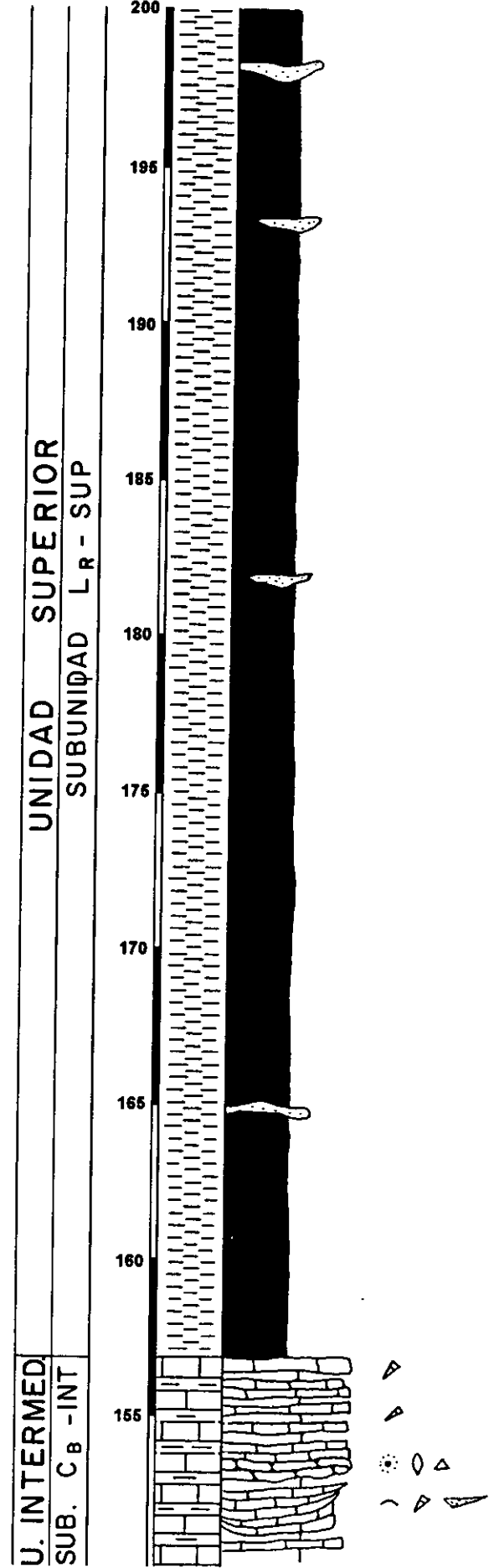
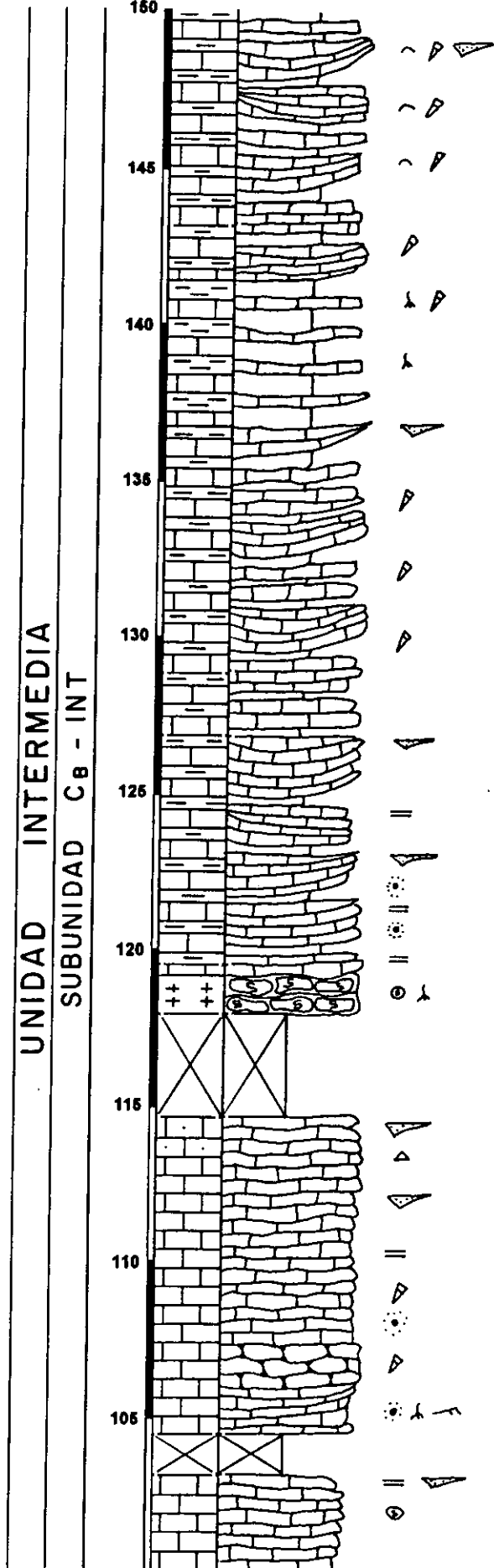
- 1.2 m: arcillas rojas con nódulos calcáreos y huellas de raíces
- 0.3 m: nivel calcáreo de morfología canalizada con oncoides cilíndricos, fitoclastos e intraclastos tobáceos.
- 2.1 m: complejo tramo calcáreo en el que la parte inferior se compone de arcillas rojas muy carbonatadas con restos vegetales y restos de macromamíferos, mientras que la parte superior, irregular, aunque más carbonatada, presenta una estructura nodulosa-brechoidea, con restos de caráceas.
- 2.3 m: arcillas rojas con nódulos de carbonato cálcico.
- 0.9 m: carbonato noduloso blanco-verdoso con estructuración vertical por huellas de raíces.
- 1.2 m: lutitas rojas con nódulos de carbonato cálcico.
- 2.5 m: tramo calizo, que a su base se compone de caliza nodulosa con estructuración prismática vertical, huellas de raíces y moldes de gasterópodos, mientras que a su techo cobra una estructuración horizontal y brechoidea.
- 3.6: lutitas rojas masivas.
- 0.4 m: nivel calizo con abundantes huellas de bioturbación y restos de caráceas.
- 1.2 m: nivel de yeso cristalino de color verde-gris con evidencias de bioturbación por raíces.
- 5.7 m: lutitas rojas.
- 1.3 m: yeso microlenticular parcialmente calcitizado muy irregular dispuesto en tábulas y con evidencias de bioturbación por raíces.
- 4.3: lutitas rojizas y rosáceas.
- 0.7 m: nivel de cementación de yeso.
- 0.5 m: nivel carbonático con estructura laminada estromatolítica con porosidad fenestral.
Crecimiento de venas fibrosas de calcita a favor de la porosidad.
- 4 m: tramo cubierto.
- 1.3 m: yeso microcristalino de color crema con huellas de raíces y estriotúbulos.
- 0.8 m: nivel de silicificación muy irregular.
- 4.2 m: yeso microlenticular de color crema con huellas de raíces, estriotúbulos y tramos de composición dolomítica.
- 5.1 m: yeso microlenticular de color crema con estriotúbulos que se encuentra muy alterado.
- 4.3 m: yeso microlenticular de color crema con estriotúbulos y nódulos de sílice.
- 0.7 m: margas verdes.
- 0.6 m: nivel de caliza con yeso microlenticular y algunas macrolenticulas de yeso aisladas.
- 1.4 m: margas oscuras bioturbadas y yesificadas con restos de micromamíferos.
- 1.4 m: yeso microlenticular de color crema con intercalaciones de tipo margoso.
- 0.3 m: margas laminadas oscuras con materia orgánica.
- 2.6 m: yeso microlenticular de color crema con alternancias de tipo dolomargoso.
- 0.3 m: margas dolomíticas laminadas de color blanco-crema.
- 14.6 m: yeso microlenticular de color crema con estriotúbulos y algunas pasadas margo-dolomíticas.
- 9.6 m: tramo semicubierto con retazos de yeso microlenticular parcialmente calcitizado.
- 4.3 m: margas de color gris claro-verdoso con niveles de caliza laminada intercalados.
- 5.6 m: sucesión de canales laxos calizos de aproximadamente 0.5-1 m que se encuentran superpuestos unos con otros y se separan por finas intercalaciones de margas blancas. A techo de los canales la estructura de los mismos es nodulosa, encontrándose gasterópodos. En algunos casos se reconoce laminación paralela.
- 2.8 m: tramo cubierto.

- 10.7 m: tramo calcáreo complejo en el que la parte inferior consta de canales laxos de morfologías convexas con ripples de oscilación y gasterópodos. Existe algún pequeño nivel de silicificación. Hacia la parte media y superior del tramo, se encuentran niveles calizos irregulares de unos 40-50 cm con textura alveolar y restos de caráceas, y finalmente un banco canalizado laxo afectado a techo por nodulización.
- 1.4 m: tramo cubierto.
- 10.4 m: tramo calcáreo compuesto por niveles calizos recrystalizados y masivos de unos 20-30 cm con restos de gasterópodos y en algún caso con huellas de raíces. En ocasiones se encuentran morfologías canalizadas muy laxas con laminación paralela y restos de caráceas. A techo, se encuentran niveles calcáreos arenosos canalizados con frecuente estructura brechoidea.
- 3.3 m: tramo cubierto.
- 1.3 m: silcreta, nivel calizo palustre bioturbado silicificado.
- 37.5 m: tramo compuesto por una alternancia de arcillas-margas grises con niveles de caliza que se tratan principalmente de cuerpos canalizados laxos (aproximadamente de unos 50 cm) de relevo lateral con gasterópodos, restos de caráceas y bivalvos. En el tramo también son frecuentes los niveles calizos recrystalizados con huellas de raíces.
- 54.8 m: arcillas y limos rojos con intercalaciones de niveles conglomeráticos silíceos.
- 13 m: tramo semicubierto formado por retazos de afloramientos de carbonatos nodulosos recrystalizados de color blanco-amarillento con terrígenos y componentes carbonáticos hacia el techo.
- 6.9 m: sucesión de niveles ocre-amarillentos tabulares de 20-40 cm compuestos de facies tobáceas autóctonas y niveles de removilización tobácea. Se encuentran oncoides, fitoclastos, gasterópodos y huellas de raíces.
- 4 m: tramo compuesto por niveles de caliza recrystalizada con fitoclastos y huellas de raíces.
- 8.1 m: tramo calcáreo que consta de una sucesión de niveles canalizados de desarticulación tobácea con oncoides y fitoclastos que alternan con tramos margoso-calcáreos. Hacia techo se localizan algunos niveles formados por formaciones tobáceas autóctonas que se intercalan con canales con estratificación cruzada planar.
- 0.9 m: nivel de caliza laminada con gasterópodos y caráceas.
- 2.8 m: tramo margoso de color ocre con intercalaciones de algunos canales oncolíticos de morfologías cilíndricas.
- 0.6 m: nivel de toba autóctona con estructura prismática a techo.
- 0.9 m: margas de color ocre.
- 0.8 m: nivel tabular de caliza recrystalizada.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA MON

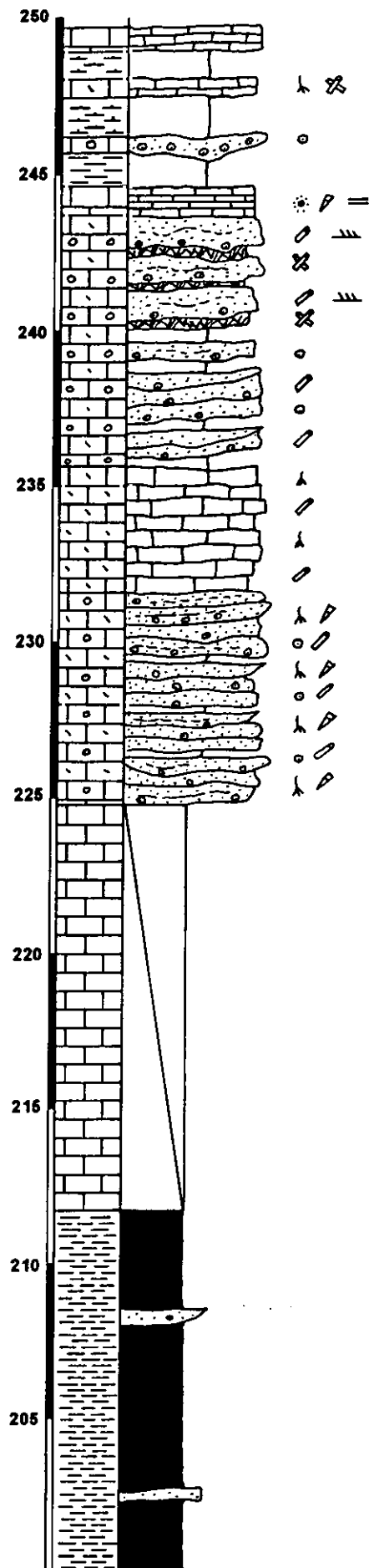
1





UNIDAD SUPERIOR

SUBUNIDAD L_R-SUP SUBUNIDAD T_A-SUP



Columna litoestratigráfica PAJ (210.7 m)

- 1.1 m: arcillas de color verde a rojizo.
- 1.1 m: caliza nodulosa recristalizada de color ocre de morfología irregular. Presenta estructura prismática y pequeños nódulos ferruginosos.
- 0.4 m: arcillas-margosas de color blanco-grisáceo.
- 0.3 m: caliza nodulosa pulverulenta de color gris-claro.
- 1.4 m: arcillas de color verde-pálido.
- 0.4 m: caliza recristalizada de base y techo irregular de color gris a ocre localmente laminada con huellas de raíces.
- 2.8 m: arcillas de color verde oliva con moteado marrón.
- 0.5 m: margas calcáreas grises de estructura algo nodulosa con óxidos de Fe.
- 3.3 m: arcillas verde oliva con restos de gasterópodos y cantos redondeados de carbonato.
- 1 m: margas grises laminadas pulverulentas y granudas.
- 1.4 m: caliza ocre de estructura brechoidea con huellas de raíces.
- 4.4 m: arcillas verde oliva.
- 3.3 m: tramo calizo que presenta hacia la base carbonato en niveles recristalizados con alguna intercalación margosa y alta brechificación, mientras que hacia el techo los niveles calcáreos son tabulares con gasterópodos.
- 2 m: tramo cubierto.
- 1.1 m: niveles calizos irregulares de color ocre que son variables en potencia lateralmente.
- 1.4 m: tramo cubierto.
- 0.7 m: nivel calizo con alta brechificación que presenta su parte inferior laminada y posee restos de caráceas.
- 8.1 m: alternancia de tramos margosos de color blanquecino con niveles tabulares calizos que en ocasiones son más o menos brechoideos. Se encuentran recristalizados y presentan abundantes restos de gasterópodos.
- 0.8 m: nivel de calizas laminadas con gasterópodos.
- 0.6 m: margas blanquecinas.
- 1.7 m: tramo calcáreo que en su parte inferior posee una estructura masiva, mientras que a su techo posee una estructura brechoidea muy irregular.
- 0.2 m: margas blanquecinas.
- 0.7 m: caliza margosa con una capa de sílex negro a su base.
- 0.8 m: margas marrones con algún pequeño nivel tobáceo intercalado.
- 0.6 m: niveles de caliza ligeramente recristalizados con acreción lateral y gasterópodos.
- 5.2 m: niveles de caliza tabulares recristalizados de unos 0.5 m, con acomodaciones, a veces con aspecto cavernoso y con finas intercalaciones margosas. Presenta finos niveles de sílex rojizo.
- 1.7 m: tramo de margas blanquecinas.
- 2.4 m: caliza blanquecina recristalizada en niveles tabulares de unos 0.5 m.
- 5.1 m: tramo de alternancia irregular de margas calcáreas laminadas blancas y ocreas con niveles calizos blancos y pulverulentos.
- 16.1 m: tramo de alternancia entre margas calcáreas blanquecinas y niveles irregulares calizos, de color blanco intenso, que en ocasiones puede presentarse laminada.
- 15.1 m: tramo de alternancia de margas y calizas, como en el tramo anterior, pero con la diferencia de una mayor abundancia de los niveles calizos, que son irregulares, a veces recristalizados, con gasterópodos, tobáceos, con huellas de raíces o con alta brechificación.

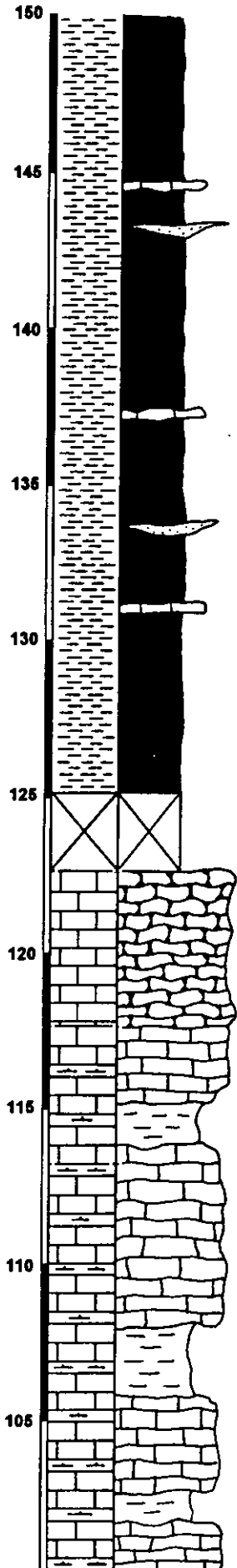
- 14.4 m: tramo de alternancia de margas y calizas en el que dominan los tramos margosos de color grisáceo. Los niveles de calizas se encuentran recrystalizados, con gasterópodos y abundante bioturbación por raíces.
- 17.5 m: tramo de alternancia de margas y calizas con una mayor abundancia de los tramos calizos. Los intervalos litológicos son más amplios. Las margas son grisáceas y los niveles de caliza se encuentran muy recrystalizados con gasterópodos.
- 5 m: calizas y margocalizas nodulosas de color blanco con rellenos arcillosos de color rojizo y con fuerte cementación esparítica.
- 2.5 m: tramo cubierto.
- 39.4 m: arcillas rojas que pasan a ser de color anaranjado hacia el techo y que se encuentran con algunas intercalaciones de niveles algo más carbonatados, con marmorizaciones, especialmente hacia el techo del tramo. Del mismo modo, se encuentran algunas intercalaciones conglomeráticas silíceas.
- 1.2 m: canal oncolítico-fitoclástico con estratificación cruzada planar y siliciclásticos de pequeño tamaño.
- 0.4 m: margas marmorizadas.
- 0.3 m: nivel de oncoides de hasta 12 cm de diámetro muy mal clasificados y seleccionados.
- 0.6 m: margas marmorizadas.
- 0.8 m: tramo que comprende tres diferentes niveles canalizados oncolítico-tobáceos de matriz arcillosa con gasterópodos.
- 11.2 m: arcillas de color amarillento que hacia techo pasan a tonos verdosos.
- 5.2 m: tramo formado por varios canales superpuestos de desarticulación tobácea con fitoclastos dominantes fragmentados y con oncoides que normalmente superan tamaños superiores a 3 cm. El porcentaje de terrígenos es relativamente bajo en este tramo.
- 2.8 m: arcillas amarillentas.
- 0.8 m: canal oncolítico que hacia techo pasa a margas nodulosas.
- 1.2 m: arcillas verde-amarillentas.
- 1 m: margas con nódulos carbonáticos.
- 0.4 m: arcillas verdosas con restos tobáceos.
- 1.9 m: tramo calizo que hacia la base se compone de carbonato blanco noduloso, mientras que hacia el techo pasa a ser masivo bioclástico.
- 1.1 m: caliza más o menos masiva y recrystalizada que lateralmente pasa a estar brechificada. Su textura es *grainstone-packstone* de oncoides de pequeño tamaño.
- 1.3 m: tramo de calizas recrystalizadas compuesto por una alternancia de niveles de tobas autóctonas y niveles oncolítico-fitoclásticos.
- 0.3 m: margas grises.
- 1.2 m: calizas masivas recrystalizadas formadas por oncoides y fitoclastos.
- 0.4 m: margas grises.
- 0.2 m: nivel de toba calcárea autóctona.
- 5.4 m: tramo cubierto.
- 8.6 m: tramo calcáreo que hacia la base se compone fundamentalmente de calizas bioclásticas recrystalizadas con fragmentos tobáceos. En su parte media, los niveles calizos son oncolíticos, mientras que hacia la parte superior son terrígenos.



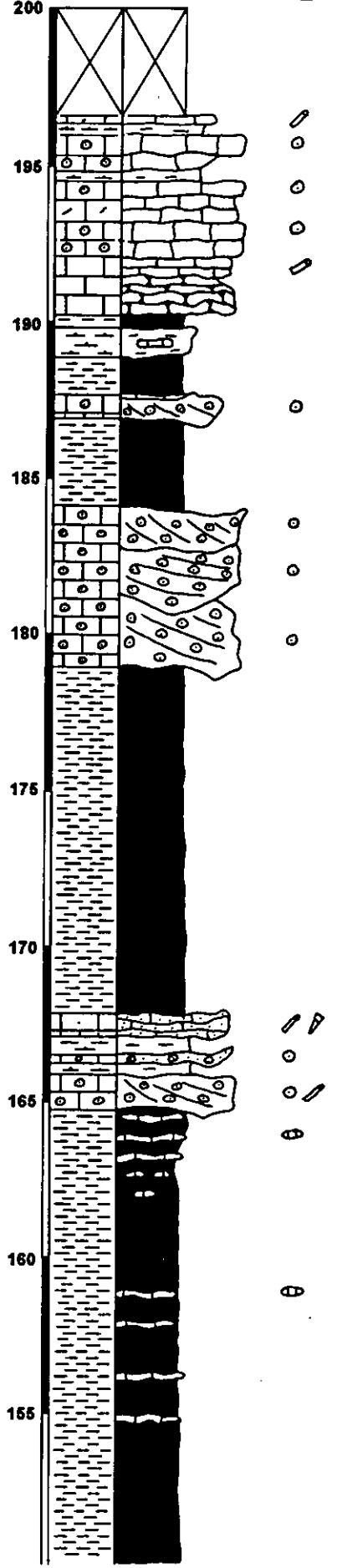
COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA PAJ

2

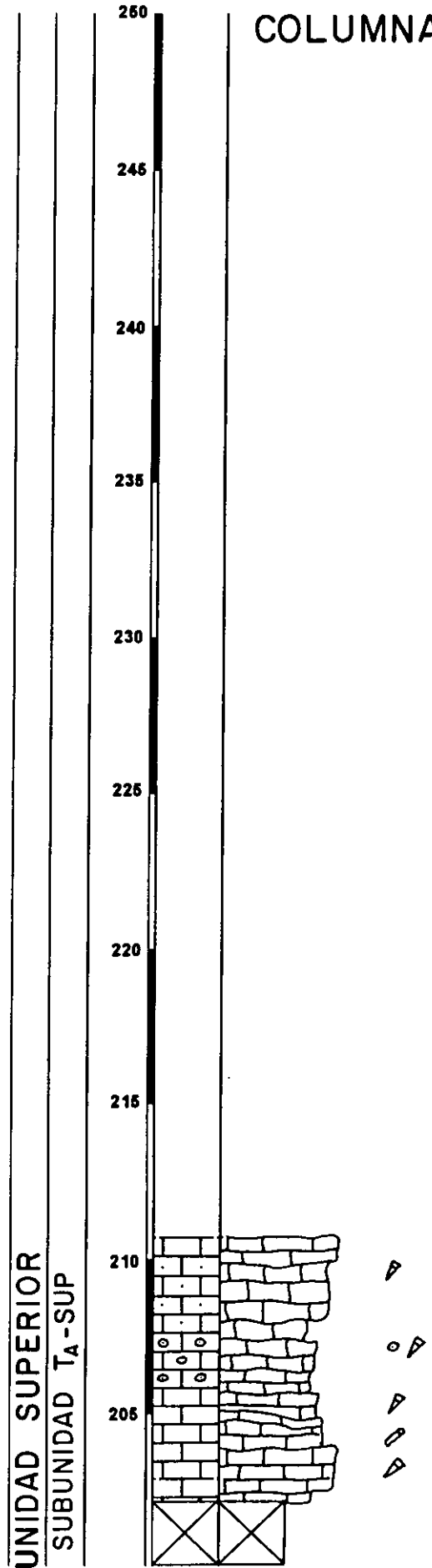
UNIDAD	INTERMEDIA	UNIDAD	SUPERIOR
SUBUNIDAD	C _B - INT	SUBUNIDAD	L _R - SUP



UNIDAD	SUPERIOR	SUBUNIDAD	T _A - SUP
SUBUNIDAD	L _R - SUP		



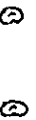
COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA PAJ ③



Columna litoestratigráfica ASR (33.15 m)

- 1.15 m: yesos masivo-nodulares de unos 20 cm de potencia enriquecidos en materia orgánica y con intercalaciones arcillosas de hasta 1 cm de espesor. Abundantes eflorescencias de epsomita, y a techo se encuentra un nivel de yeso fibroso de unos 5 cm.
- 0.25 m: tramo de yesos nodulares aislados, de morfología subesférica, con matriz arcillosa gris oscura.
- 1.1 m: tramo de yesos que se divide en subniveles, que son cristalinos y nodulares de pequeño tamaño hacia la base, mientras que hacia techo los nódulos de yeso son de 20-25 cm de diámetro con arcillas intercaladas.
- 0.7 m: yesos masivo-nodulares de textura alabastrina con intercalaciones arcillosas.
- 0.85 m: yesos laminados mesocristalinos con intercalaciones de nódulos de pequeño tamaño (3-4 cm), y niveles de arcillas oscuras ricos en materia orgánica. Se reconocen estructuras enterolíticas.
- 0.55 m: yesos nodulares con estructuras tipo *chicken-wire* y crenulada.
- 0.2 m: yesos laminados oscuros con finas intercalaciones arcillosas y nódulos de 4-5 cm que deforman las laminaciones.
- 1.1 m: yesos masivo nodulares de textura alabastrina a traslúcidos con estructuras enterolíticas y *chicken-wire*. Son niveles de 10-50 cm con finas intercalaciones arcillosas y con niveles de yesos laminados deformados por el desarrollo de nódulos. En los niveles más arcillosos hay eflorescencias de tipo sulfatado-sódico.
- 0.6 m: yesos masivo-nodulares con intercalaciones arcillosas. Hacia la base son fundamentalmente nodulares, mientras que a techo se disponen en niveles masivo-nodulares de 5-10 cm. Las arcillas son de color verde con eflorescencias de tipo epsomítico.
- 0.4 m: yesos nodulares con alguna intercalación de tipo laminar a techo, con alto contenido en materia orgánica. Abundantes eflorescencias y tamaño de nódulo comprendido entre 1-3 cm.
- 1 m: niveles yesíferos nodulares muy heterogéneos con una distribución irregular de tamaños, cuyo diámetro puede alcanzar hasta 20 cm.
- 0.8 m: tramo de yeso nodular de color oscuro rico en materia orgánica que consta principalmente de nódulos de pequeño tamaño (1-2 cm) con intercalaciones de yesos mesocristalinos laminados.
- 0.6 m: niveles de yesos masivo-nodulares (hasta 10 cm) con estructuras tipo *chicken-wire* y pocas intercalaciones arcillosas.
- 0.5 m: niveles de yeso nodular de menor tamaño que en el tramo anterior que se intercala con arcillas de color ocre-amarillento y *satinspar-vein*. El tamaño de nódulo es de unos 4-5 cm.
- 0.4 m: niveles masivo-nodulares yesíferos con textura alabastrina y estructura *chicken-wire*.
- 0.8 m: nódulos yesíferos de textura alabastrina y color blanco-ocre con eflorescencias epsomíticas concentradas en las intercalaciones de tipo arcilloso gris-oscuro. El tamaño de nódulo es de 2-5 cm de diámetro.
- 0.4 m: yesos masivo-nodulares de textura alabastrina con estructuras *chicken-wire*.
- 0.3 m: yesos masivo-nodulares con intercalaciones de yeso mesocristalino laminado.
- 2 m: alternancia de niveles de yeso irregulares y textura alabastrina que se intercalan con yesos masivo-nodulares de 10-15 cm.

- 2 m: yesos mesocristalinos laminados (con pseudomorfos de glauberita), que progresivamente hacia techo pasan a una alternancia del tipo de yeso citado con niveles de yeso masivo-nodular, y finalmente una alternancia de yesos nodulares con arcillas y *satinspar vein*.
- 1.7 m: tramo complejo, donde a la base existen yesos nodulares que evolucionan hacia techo a yeso laminado mesocristalino, arcillas con intercalaciones de yeso lenticular, y finalmente arcillas laminadas con intercalaciones de niveles de yeso laminado mesocristalino, niveles micronodulares, y niveles tabulares calizos con moldes de yeso.
- 0.7 m: niveles laminados de yeso con intercalaciones *de satinspar vein*. Son yesos de color crema, que pueden ser tanto laminado masivos, masivos blanquecinos, o *satinspar vein*.
- 0.3 m: niveles laminados yesíferos separados por arcillas ocre y niveles de magnesita, con nódulos de yeso.
- 0.15 m: arcillas-limos interlaminadas con magnesita.
- 0.45 m: yesos masivo-nodulares con intercalaciones arcillosas.
- 1.05 m: niveles de yeso de textura alabastrina muy irregulares de color blanco y fácilmente alterables, con algún nódulo intercalado.
- 2.05 m: alternancia de unos 10 cm de niveles de yeso masivo-nodular alabastrino con estructura *chicken-wire* y yesos mesocristalinos laminados de color gris oscuro.
- 0.9 m: yesos laminados mesocristalinos de color verde, ocre y anaranjado, que alternan con *satinspar vein* horizontales, y arcillas de color ocre. A techo se localizan algunos niveles de yeso primario, con yeso lenticular.
- 0.2 m: niveles masivo-nodulares de textura alabastrina.
- 1 m: yesos laminados con intercalaciones de arcillas de color ocre y restos vegetales flotados.
- 0.2 m: yesos masivo-nodulares de textura alabastrina.
- 1.2 m: yesos laminados mesocristalinos con intercalaciones de arcillas ocre.
- 2.6 m: niveles de yeso irregular (de unos 20 cm) de textura alabastrina microcristalina muy disgregable, y niveles de yeso masivo-nodular.
- 0.2 m: yeso masivo-nodular de textura alabastrina.
- 0.7 m: yesos micronodulares con intercalaciones arcillosas de color gris.
- 1.1 m: niveles de yeso irregular de textura alabastrina muy disgregable, que presenta una laminación algo grosera e intercalaciones de arcillas grises.
- 2.1 m: yesos masivo-nodulares con intercalaciones arcillosas, que aumentan hacia el techo.
- 0.85 m: arcillas verdes y ocre; sobre este nivel se encuentran los depósitos cuaternarios.

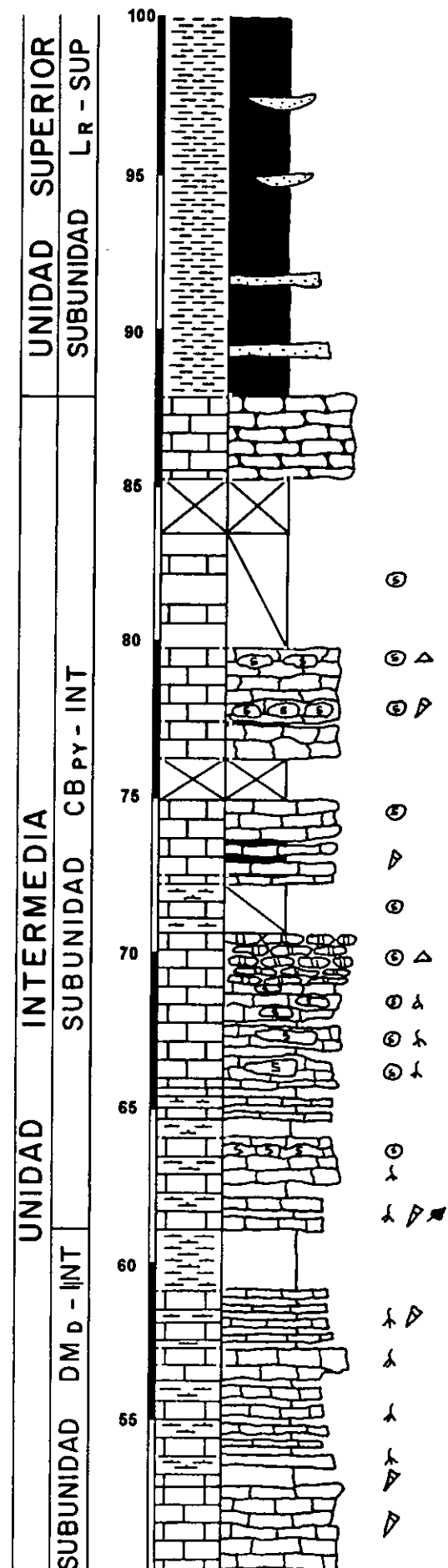
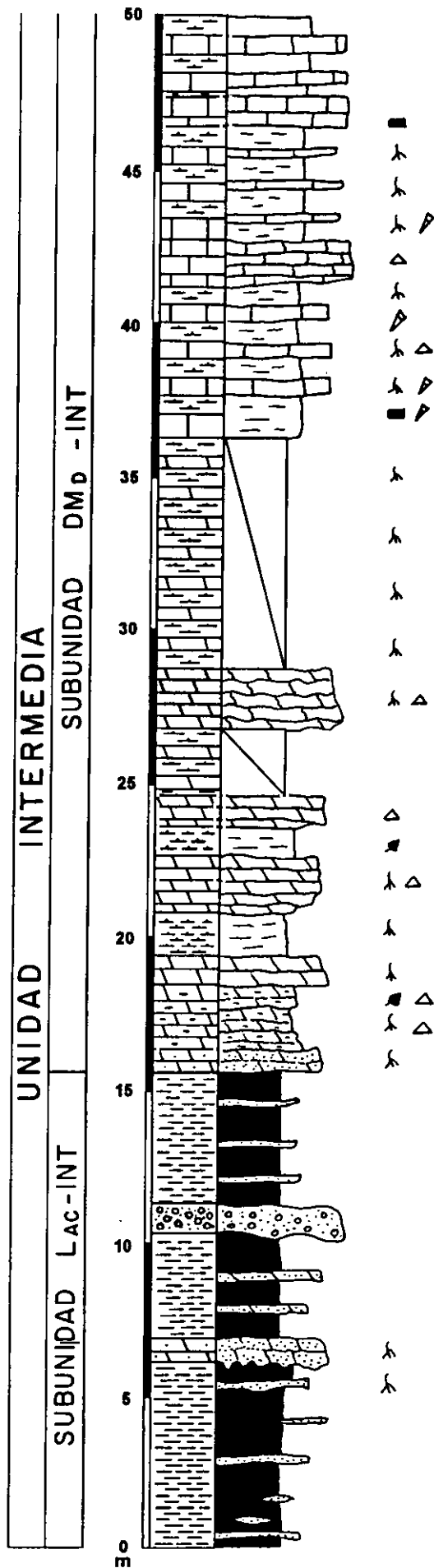


Columna litoestratigráfica MDE (144.2 m)

- 6.1 m: lutitas o limos rojos con algún nivel tabular de arenas o lentejones de gravas. Existen eflorescencias de epsomita
- 0.8 m: nivel de arenas dolomíticas de grano fino y color blanco-rosados muy irregulares con base bioturbada por raíces. Presenta un nivel de gravas a techo.
- 3.4 m: arcillas y limos rojos fundamentalmente, con intercalaciones más o menos tabulares de arena fina y limos parcialmente carbonatados. Son destacables las huellas de bioturbación de raíces así como tapices de eflorescencias de epsomita.
- 1 m: nivel conglomerático-arenoso con matriz arcillosa-limosa con base y techo muy sinuosos. El centil es de 2-3 cms y los cantos se agrupan en niveles.
- 4.3 m: tramo fundamentalmente lutítico-limoso rojo con ciertos tonos grises y algunas intercalaciones de mayor consistencia.
- 0.8 m: limos-arenas de grano fino dolomíticas de color grisáceo con huellas de raíces que han provocado una brechificación incipiente.
- 2.1 m: limos grises dolomíticos ligeramente rosados con huellas de raíces y nodulización-brechificación. A techo, lateralmente pueden verse unas margas negras con restos vegetales y con cantos blandos arcilloso-rojizos.
- 0.9 m: tramo con niveles dolomíticos estratodecrecientes de color blanco y pulverulentos. Son ricos en terrígenos y con huellas de raíces.
- 1.4 m: margas grises-verdes oscuras con algún resto carbonoso, que pasan a techo a margas verde-rosadas con huellas de bioturbación.
- 1.9 m: nivel dolomítico masivo de color blanco, que se subdivide en mas niveles separados por margas grises. A base es un carbonato algo arcilloso de un color gris, mientras que a techo pasa a un carbonato blanco con cierto aspecto brechoideo y huellas de raíces.
- 1 m: margas gris claro-verdosas con restos vegetales.
- 1 m: nivel dolomítico de color blanco con morfología muy irregular e indicios de brechificación.
- 2.1 m: tramo semicubierto, formado por una alternancia de niveles más o menos tabulares carbonáticos con margas verde-grisáceas.
- 1.9 m: nivel dolomítico con indicios de microbrechificación que a techo se descompone en tábulas fracturadas con huellas de raíces.
- 7.6 m: tramo semicubierto que consta de una alternancia de niveles tabulares blancos dolomíticos con huellas de raíces (algunos recrystalizados) y niveles margosos verde-gris oscuro.
- 4.9 m: alternancia de margas blancas, margas calcáreas y niveles tabulares calizos de unos 30-40 cm con huellas de raíces. Las calizas, de color gris, se encuentran levemente recrystalizadas y tanto las margas como las calizas poseen gasterópodos.
- 1.5 m: dos niveles calizos adosados de color gris. Se diferencia un aspecto brechoideo y abundante porosidad.
- 3.7 m: alternancia de margas y calizas; En la parte inferior dominan las margas y en la superior las tábulas y niveles carbonáticos. Las margas son compactas verde-oliva, blancas-grises o marrones oscuras con fractura concoidea y restos carbonosos. Los niveles carbonáticos son tabulares con recrystalización parcial, algo arenosos y con huellas de raíces. En ocasiones, son carbonatos granudos, pulvulentos, muy ligeros de color gris y con restos de gasterópodos. Los niveles carbonáticos oscilan entre 5-15 cm y las margas hasta los 20 cm.
- 1 m: calizas grises parcialmente recrystalizadas.
- 2.6 m: alternancia de margas grises y calizas grises parcialmente recrystalizadas.

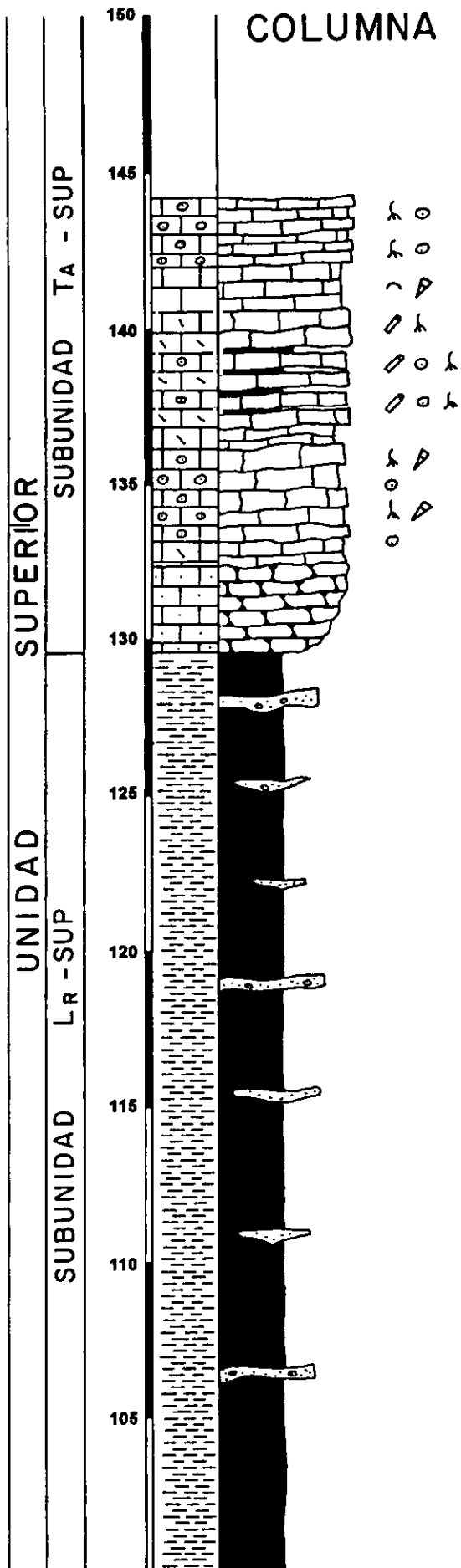
- 2.7 m: calizas grises parcialmente recristalizadas.
- 3.5 m: alternancia margoso-carbonática. Las margas son predominantes verde oscuro-oliva y algunas veces marrón-negruzco con restos carbonosos cuando quedan bajo un nivel carbonático. Las calizas, de color gris claro, pulverulentas, son algo terrígenas y bioturbados. Hay niveles con recristalización, sobre todo a techo, de un color gris algo más oscuro.
- 1.1 m: nivel calizo ocre-claro que consta de un material granudo muy disgregable, pulverulento, blando y ligero.
- 1.9 m: alternancia de finos niveles de margas y calizas grises con huellas de raíces y gasterópodos.
- 2 m: margas grises
- 2.9 m: alternancia de niveles calizos grises recristalizados con margas grises-ocres. Las calizas poseen huellas de raíces, gasterópodos, restos vegetales y algún nivel de sílex.
- 0.6 m: margas verdes.
- 1 m: alternancia de niveles tabulares de caliza y margas grises.
- 5 m: tramo compuesto por niveles de caliza separados por finos intervalos de margas blancas. Los niveles calizos, de color marrón, son muy irregulares, se encuentran algo recristalizados, con silicificación en nódulos y poseen huellas de raíces. En ocasiones, las calizas toman un aspecto caótico y brechoideo con acomodaciones.
- 1.6 m: tramo semicubierto. Lateralmente puede verse un afloramiento perteneciente a este tramo que consta de un nivel calizo gris de 30 cm y textura granuda bioturbado por raíces, sobre unas margas blancas también bioturbadas. Sobre este conjunto, hay unas margas grises con fisibilidad y un nivel de sílex.
- 2.7 m: niveles carbonáticos muy irregulares de unos 25-30 cm separados por margas blancas (5 cm, a veces negras) con fisibilidad y algo pulverulentas. La mitad superior se forma por un conjunto duro-blando formado por carbonatos ocres, pulverulentos y granudos con huellas de raíces de pequeño tamaño.
- 1.4 m: tramo cubierto.
- 3.5 m: sucesión de niveles carbonáticos muy mal definida, muy sinuosos de color ligeramente ocre, muy caóticos con aspecto de poseer una recristalización parcial, y con intercalaciones margosas muy finas. Los carbonatos han sufrido acomodaciones, son granudos, cristalinos de color gris claro, con recristalización parcial. En este tramo, como en el anterior, hay un cambio progresivo desde carbonatos intercalados con margas a una sucesión de niveles carbonáticos de color ocre. Hay nódulos de sílex a techo aunque de pequeño tamaño. Ciertos sectores a techo, parecen brechificados.
- 3.7 m: tramo semicubierto, donde sólo afloran unos niveles muy sinuosos recristalizados hacia techo y unos niveles tabulares hacia la mitad del tramo.
- 1.7 m: tramo cubierto.
- 2.7 m: margas calcáreas blancas-nodulosas con indicios de recristalización inicial y huellas de raíces.
- 41.5 m: arcillas y limos rojos con intercalaciones arenosas y conglomeráticas.
- 2.7 m: caliza nodulosa recristalizada de color amarillento rica en terrígenos, rellenos de tipo arcilloso y cementaciones de calcita.
- 0.8 m: toba fitoclástica sin recristalizar y sin matriz.
- 3 m: tramo calcáreo compuesto por niveles masivos recristalizados con huellas de raíces y textura de *grainstone-packstone* oncolítico. Existencia de gasterópodos.
- 3.2 m: sucesión de niveles calizos recristalizados que son tobas fitoclásticas-oncolíticas. Existencia de huellas de raíces.
- 1.3 m: toba fitoclástica, caliza recristalizada de color gris.

- 1.4 m: caliza bioclástica con gasterópodos y huellas de raíces.
- 2.3 m: tramo carbonático que consta de tobas oncolíticas recristalizadas (*wackstone*) con huellas de raíces.



COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA MDE

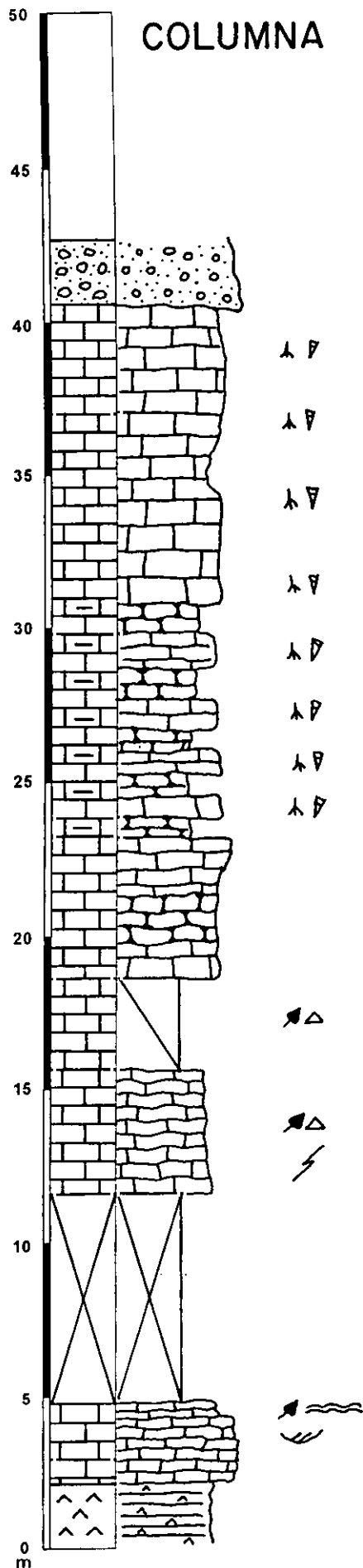
2



Columna litoestratigráfica CER-1 (42.7 m)

- 2.2 m: yeso macrocristalino.
- 2.6 m: calizas laminadas de color gris a ocre que se caracterizan por la presencia de cantos calcáreos heterométricos. En ocasiones se distinguen bases de tipo canalizado. Se pueden localizar secuencias en estos carbonatos que están formadas por un tramo inferior clástico con matriz limosa-carbonatada y un tramo superior más recrystalizado y con laminación.
- 6.9 m: tramo cubierto.
- 4 m: caliza laminada de color ocre-amarillento con restos vegetales, donde hacia la base son más limosas sin laminación, pero hacia el techo aparecen más carbonatadas y recrystalizadas. Hacia la mitad del tramo se distingue un tramo algo brechoideo.
- 3 m: tramo semicubierto, caliza laminada de color ocre con restos vegetales, de aspecto noduloso hacia la base, e incluso algo brechoide.
- 21.9 m: calizas grises recrystalizadas parcialmente e irregulares con un espesor medio de unos 0.5 m con huellas de raíces y gasterópodos. Su estructura puede ser tanto nodulosa como brechoidea. Hacia la mitad del tramo, las calizas se presentan en alternancia con margocalizas nodulosas.
- 2.1 m: conglomerado silíceo en matriz arcilloso-limosa roja que se corresponde con un nivel de *glacis* cuaternario.

U.I.	UNIDAD	INTERMEDIA	CUATERNARIO
Y _{LN} -I	SUBUNIDAD C _{LD} - INT	SUBUNIDAD C _{PG} - INT	GLACIS

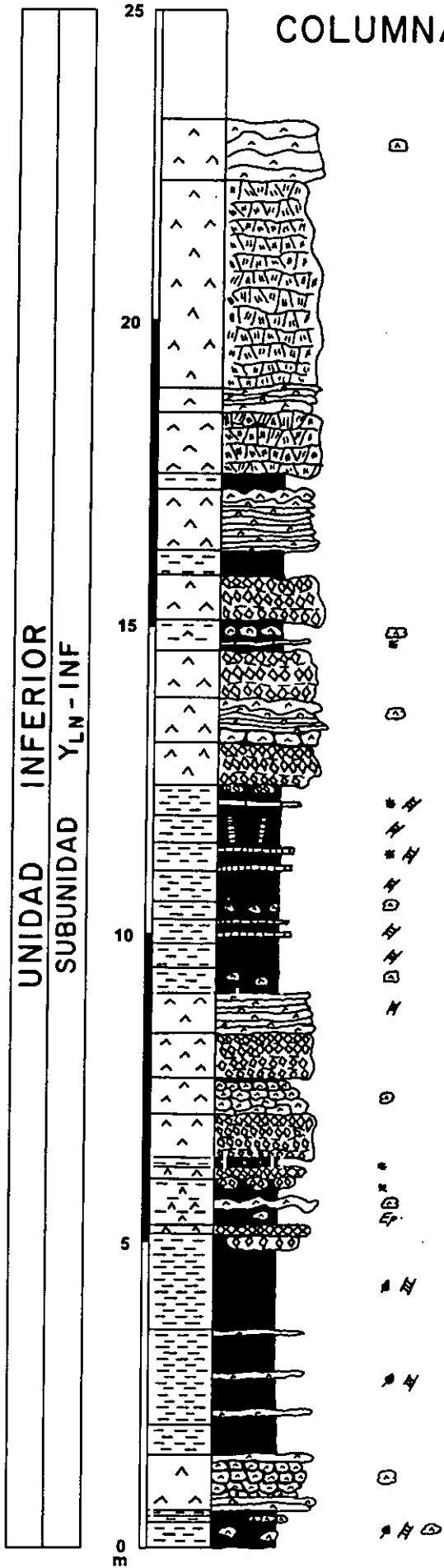


Columna litoestratigráfica CER-2 (23.3 m)

- 0.3 m: arcillas-limos de color gris, verde y ocre, con óxidos de Fe. Existencia de nódulos de yeso de 1-2 cm de diámetro, restos vegetales y *satinspar vein*.
- 0.1 m: arcillas que lateralmente pasan a yeso nodular.
- 0.1 m: arcillas de color gris-verde y ocre con óxidos de Fe, restos vegetales flotados, eflorescencias de epsomita y *satinspar vein*.
- 0.9 m: nivel de composición micronodular (nódulos de hasta 1 cm de diámetro) con intercalaciones de carácter arcilloso, sobre todo a la base, donde hay niveles laminados de yeso. A techo, hay 10 cm de yesos irregulares de textura alabastrina-sacaroidea, blandos y pulverulentos.
- 0.5 m: arcillas de color gris-ocre que van pasando a techo a arcillas de color gris-oscuro.
- 1.6 m: arcillas de color gris oscuro, marrón oscuro, con intercalaciones de niveles yesificados de arcillas, restos vegetales flotados y *satinspar vein*.
- 1.55 m: arcillas-limos de color verde pálido, con restos vegetales flotados y *satinspar vein* que a techo pasan a niveles de yeso pseudomorfo de glauberita.
- 0.15 m: nivel de pseudomorfos de glauberita en yeso.
- 0.75 m: alternancia de arcillas verdes, nódulos alabastrinos de yeso, yesos masivo-nodulares con estructuras enterolíticas, y *satinspar vein*. A techo, quedan agregados de cristales pseudomorfos de glauberita y niveles tabulares calcítico-aragoníticos. Abundantes eflorescencias de epsomita.
- 0.2 m: nivel yesífero con pseudomorfos de glauberita.
- 0.15 m: arcillas-limos grises con intercalaciones de niveles tabulares calcítico-aragoníticos con agregados aislados de cristales pseudomorfos de glauberita.
- 0.7 m: nivel yesífero de pseudomorfos de glauberita.
- 0.6 m: tramo yesífero compuesto por nódulos de yeso con una tendencia a una disminución del tamaño de nódulo hacia techo, desde diámetros de hasta 40 cm hasta micronódulos de 1-2 cm, finalizando en arcillas grises.
- 0.75 m: nivel con pseudomorfos de glauberita de morfologías algo diferentes, ya que los cristales presentan un hábito más o menos tabular-discoide.
- 0.65 m: nivel de yeso laminado con finas intercalaciones arcillosas, *satinspar vein* en todas las direcciones del espacio, y nódulos de yeso.
- 0.4 m: arcillas verdes, grises y ocres con grande *satinspar vein* y algún micronódulo de yeso < 1 cm. A techo se encuentra un nivel de micronódulos.
- 0.4 m: arcillas-limos verdes y grises con *satinspar vein*.
- 0.4 m: arcillas con abundantes *satinspar vein* de disposición horizontal de muy pequeño tamaño (subcentimétrico).
- 0.3 m: arcillas grises y verdes con nódulos de yeso < 1 cm.
- 0.5 m: arcillas grises con *satinspar vein*, que en ocasiones se asocian a óxidos de Fe, especialmente hacia el techo.
- 0.45 m: arcillas laminadas con tonos rojizos afectados por óxidos de Fe. *Satinspar vein* en disposición horizontal con aragonito botroidal asociado.
- 0.45 m: arcillas masivas de color gris-verde con *satinspar vein* verticales.
- 0.5 m: arcillas grises con *satinspar vein* y niveles yesífero-aragoníticos < 5 cm. Hay agregados de cristales pseudomorfos de glauberita hacia el techo del tramo, donde se asocian los óxidos de Fe y los niveles de aragonito.
- 0.7 m: nivel de pseudomorfos de glauberita en yeso.
- 0.75 m: niveles de yeso nodular y laminado con arcillas intercaladas.

- 0.75 m: nivel de pseudomorfos de glauberita en yeso.
- 0.5 m: arcillas grises con yeso nodular y laminado y niveles yesífero aragoníticos.
- 0.75 m: nivel de pseudomorfos de glauberita en yeso.
- 0.4 m: arcillas grises y verdes.
- 1 m: yesos laminados y a techo un nivel de yeso nodular-alabastrino.
- 0.25 m: arcillas verdes-grises con *satinspar vein*.
- 1 m: yeso macrocristalino con arcillas intercaladas.
- 0.4 m: yesos laminados con un nivel de 4-5 cm de aspecto tabular-masivo de textura alabastrina.
- 3.4 m: yesos macrocristalino.
- 1 m: yesos nodulares masivos.

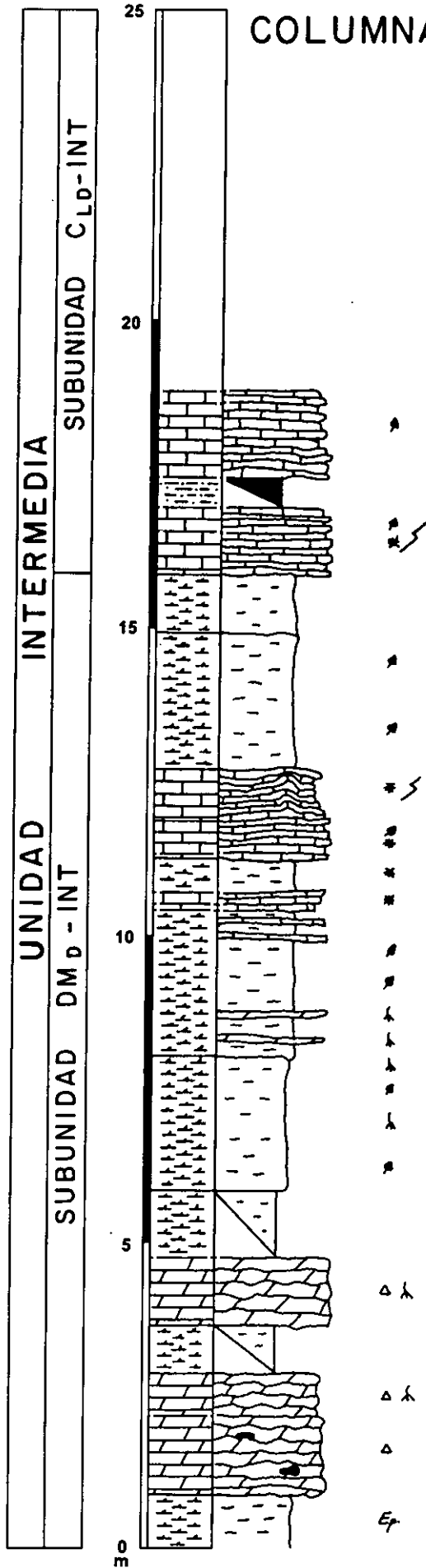
COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA CER-2



Columna litoestratigráfica SED (18.85 m)

- 0.8 m: nivel de margas blancas a grises-ocres con alguna eflorescencia de epsomita. Lateralmente pasa a niveles irregulares de dolomita.
- 1.3 m: nivel dolomítico arenoso, blanco, muy irregular con indicios de karstificación. Se encuentra microbrechificada con rellenos arcillosos.
- 0.7 m: dolomía brechificada con abundantes huellas de raíces y morfología muy irregular.
- 0.8 m: tramo semicubierto, posiblemente de naturaleza margosa gris.
- 1.1 m: dolomía blanca muy irregular, brechoide, con terrígenos, huellas de raíces y rellenos de arcillas rojas.
- 1.1 m: tramo semicubierto, de carácter margoso-gris y con algún nivel carbonático intercalado.
- 2.2 m: margas y limos grises ricos en terrígenos, que se encuentran laminadas con restos vegetales flotados. Se aprecian huellas de raíces.
- 2.4 m: tramo de margas verdes laminadas a cuya base existen niveles dolomíticos (1-3 cm de espesor) muy bioturbados, mientras que a techo las margas son más masivas, de color blanco, encontrándose niveles tabulares carbonáticos recrystalizados gris oscuro (< 1 cm de espesor) y niveles tabulares calcíticos de color ocre. Existencia de restos vegetales flotados.
- 0.3 m: conjunto formado por una sucesión de niveles laminares de 1 cm o < 1 cm calcítico-aragoníticos. La calcita posee una textura granuda y un color blanquecino, mientras que el aragonito se dispone en hábito planar con orientación oblicua a la estratificación. Se intercala con margas grises, a nivel centimétrico, aunque a mitad de tramo se encuentran 15 cm de margas grises.
- 0.55 m: margas grises que pasan a ser blanquecinas a techo con aragonito intersticial.
- 0.6 m: conjunto de niveles tabulares calcíticos laminados de unos 5 cm, parcialmente recrystalizados, de color gris. Se reconocen abundantes restos vegetales flotados y bandas muy difusas con aragonito.
- 0.8 m: niveles tabulares calcítico-aragoníticos de unos 1-3 cm, que se separan de margas grises. La calcita, de color gris, presenta texturas granudas con aragonito asociado. Se encuentran afectados por *slump*.
- 2.3 m: margas verde-grisáceas laminadas con restos vegetales flotados y con variaciones importantes en el porcentaje de terrígenos. Lateralmente se reduce su espesor.
- 0.9 m: margas grises interlaminadas con margas oxidadas rojizas.
- 1.1 m: conjunto de niveles tabulares calcítico-aragoníticos de unos 10 cm con intercalaciones margoso-limosas de color ocre. Presentan una laminación interna muy bien definida, son de color gris a gris oscuro, con recrystalización parcial, restos vegetales flotados y algunos niveles de aragonito asociados. Se encuentran afectados por *slump*.
- 0.5 m: tramo semicubierto, de probables limos grises y anaranjados.
- 1.4 m: tramo formado por niveles tabulares (1-3 cm de espesor) que están recrystalizados, de color gris, con restos vegetales. Otros niveles presentan aspecto limoso, o texturas granudas de color gris claro-ocre, más abundantes hacia techo. Se reconocen estructuras de *slump*.

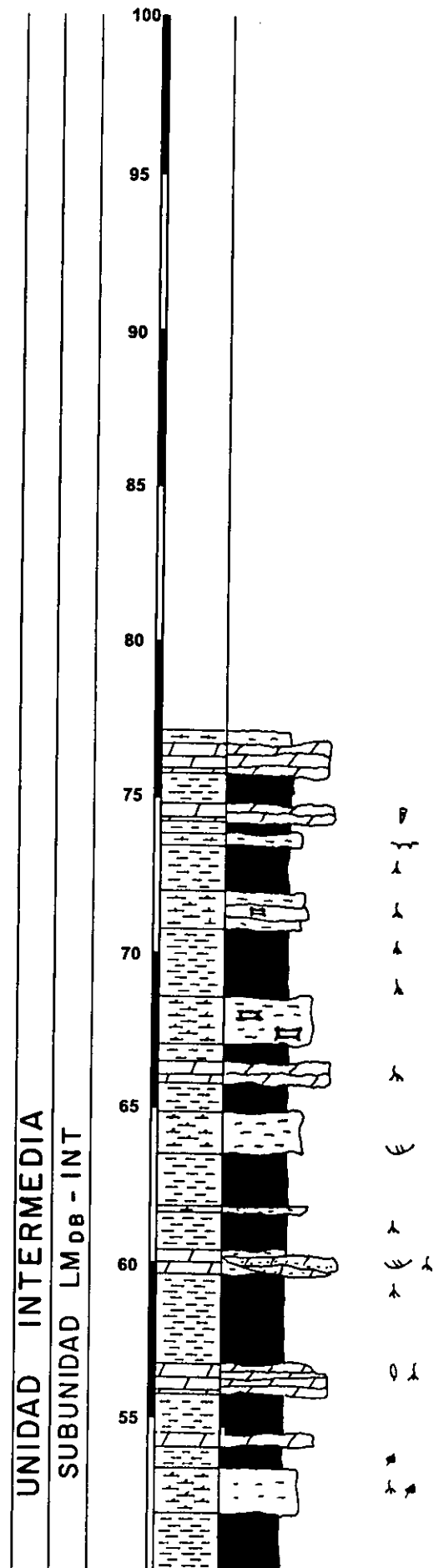
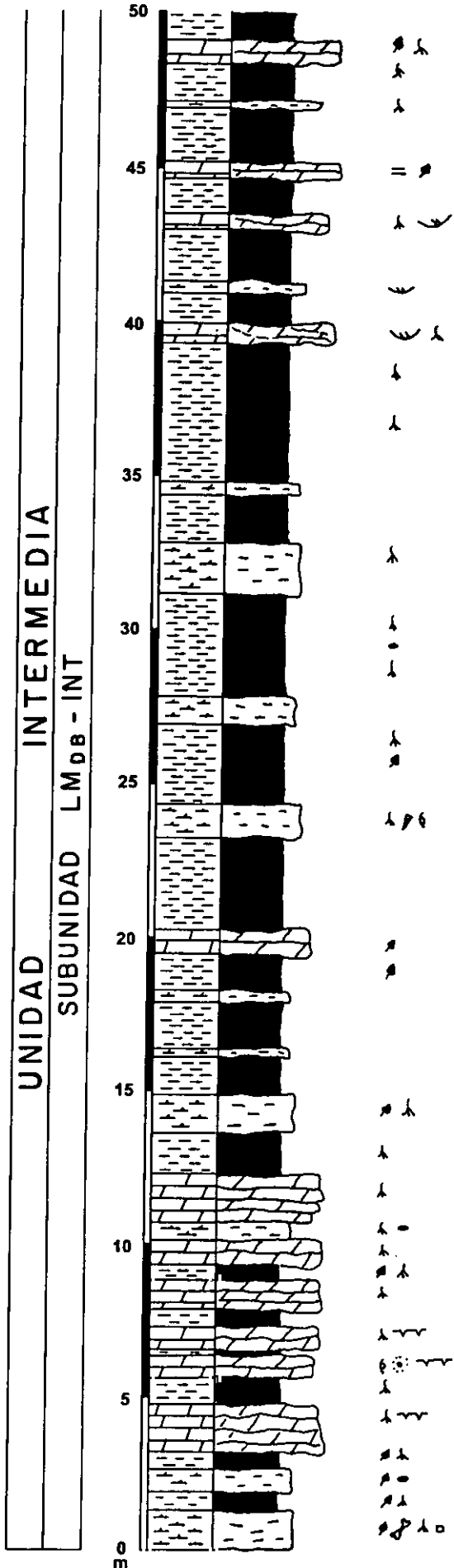
COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA SED



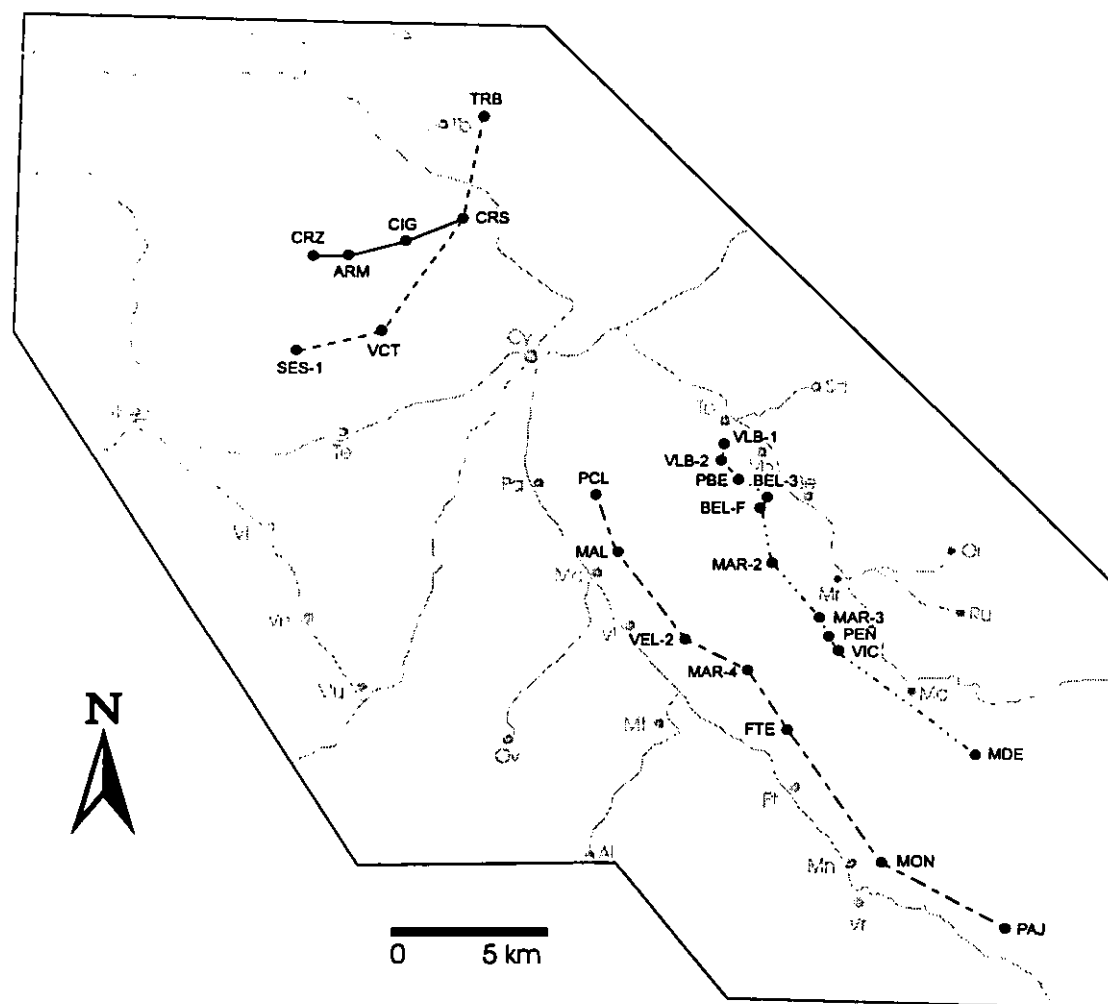
Columna litoestratigráfica ORE (77.2 m)

La columna litoestratigráfica ORE es una sucesión cíclica palustre-lacustre de gran continuidad lateral. Al tratarse de una sucesión exclusivamente compuesta por ciclos sedimentarios, se aporta una descripción global, que de la misma forma puede ser encontrada en el texto del capítulo 6. La sección se encuentra formada por niveles dolomíticos de color blanco-crema alternando con niveles más potentes de arcillas-margas de colores rojizos, grises, ocre y verdes. La estructuración más frecuente de los ciclos (con potencias usuales entre 1-2 m) es una base compuesta de potentes niveles arcilloso-margosos (illitas, esmectitas, caolinitas, cloritas con un porcentaje variable de dolomía) laminados, bioturbados, con restos vegetales, con variaciones verticales de color definiendo subciclos, y a techo un nivel dolomítico (espesores usuales desde 0.25 a 0.5 m) frecuentemente bioturbado, y en ocasiones masivo, laminado o adoptando morfología de canal de base plana.

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA ORE

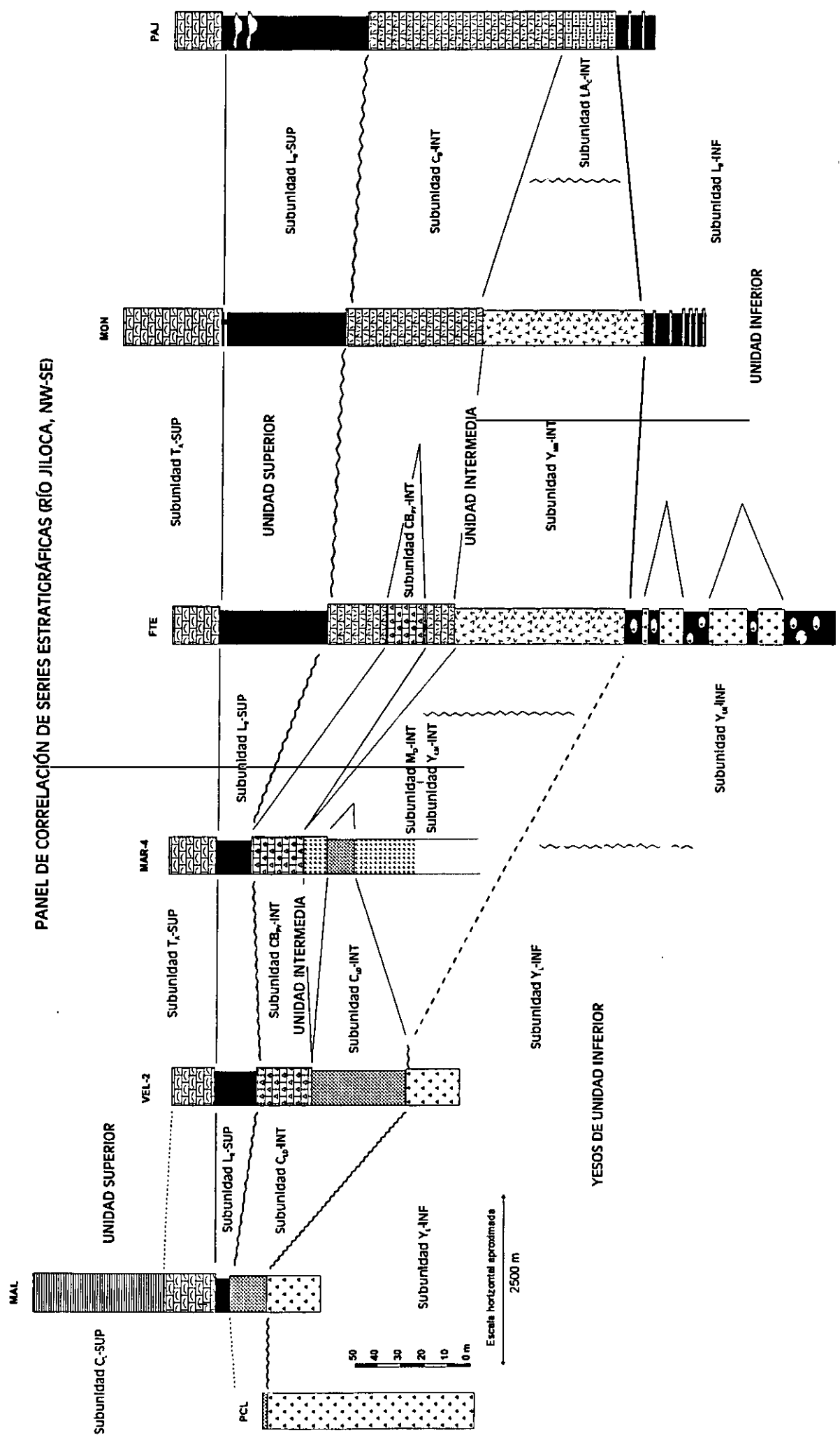


CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

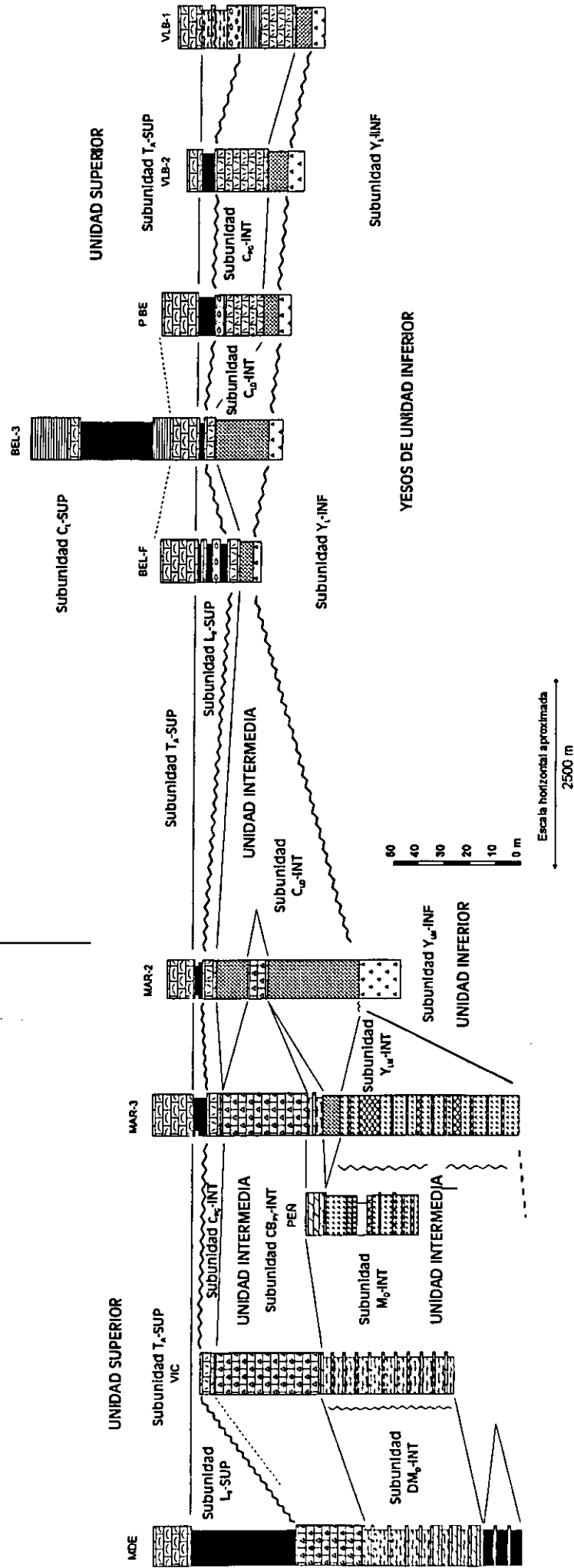


Ubicación de los principales paneles de correlación de columnas litoestratigráficas de la Cuenca de Calatayud

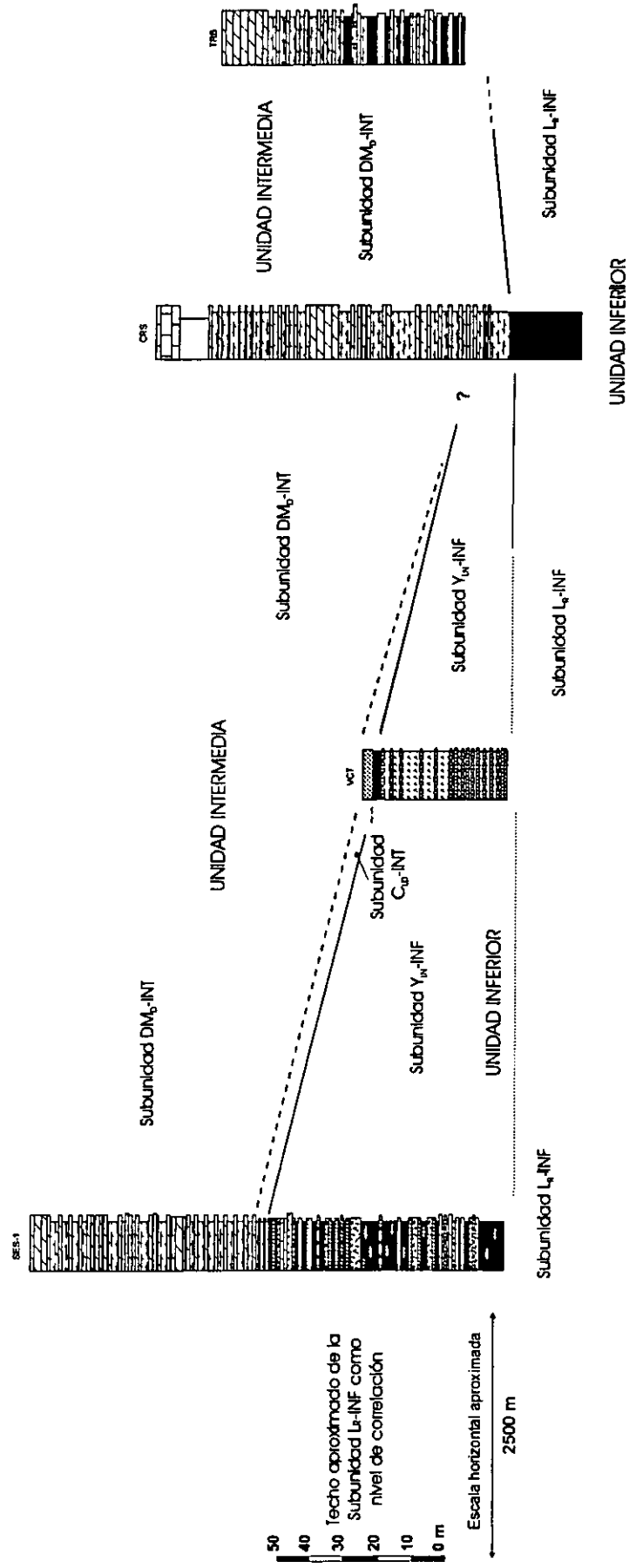
PANEL DE CORRELACIÓN DE SERIES ESTRATIGRÁFICAS (RÍO JILOCA, NW-SE)



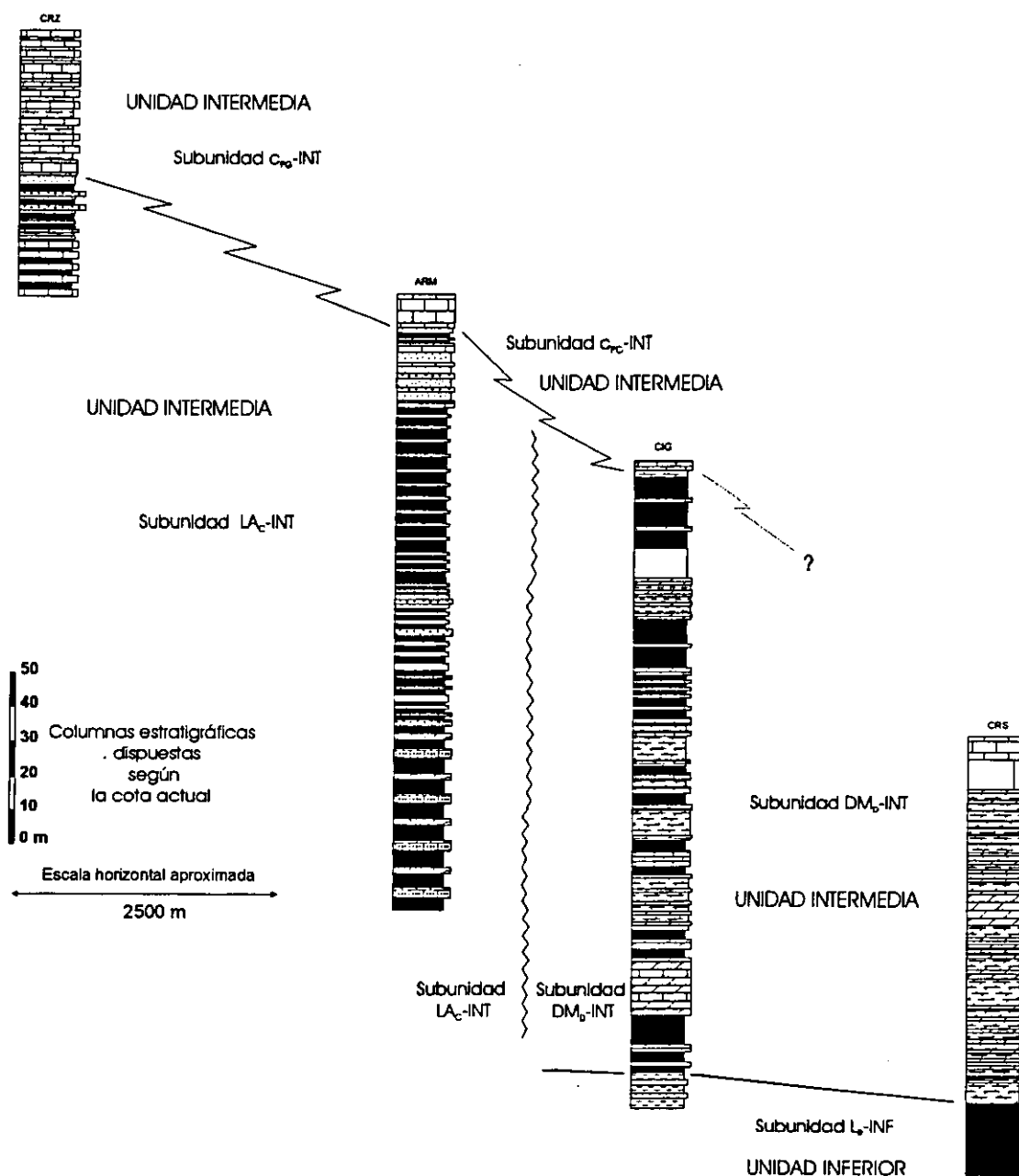
PANEL DE CORRELACIÓN DE SERIES ESTRATIGRÁFICAS (RÍO PEREJILES, NW-SE)



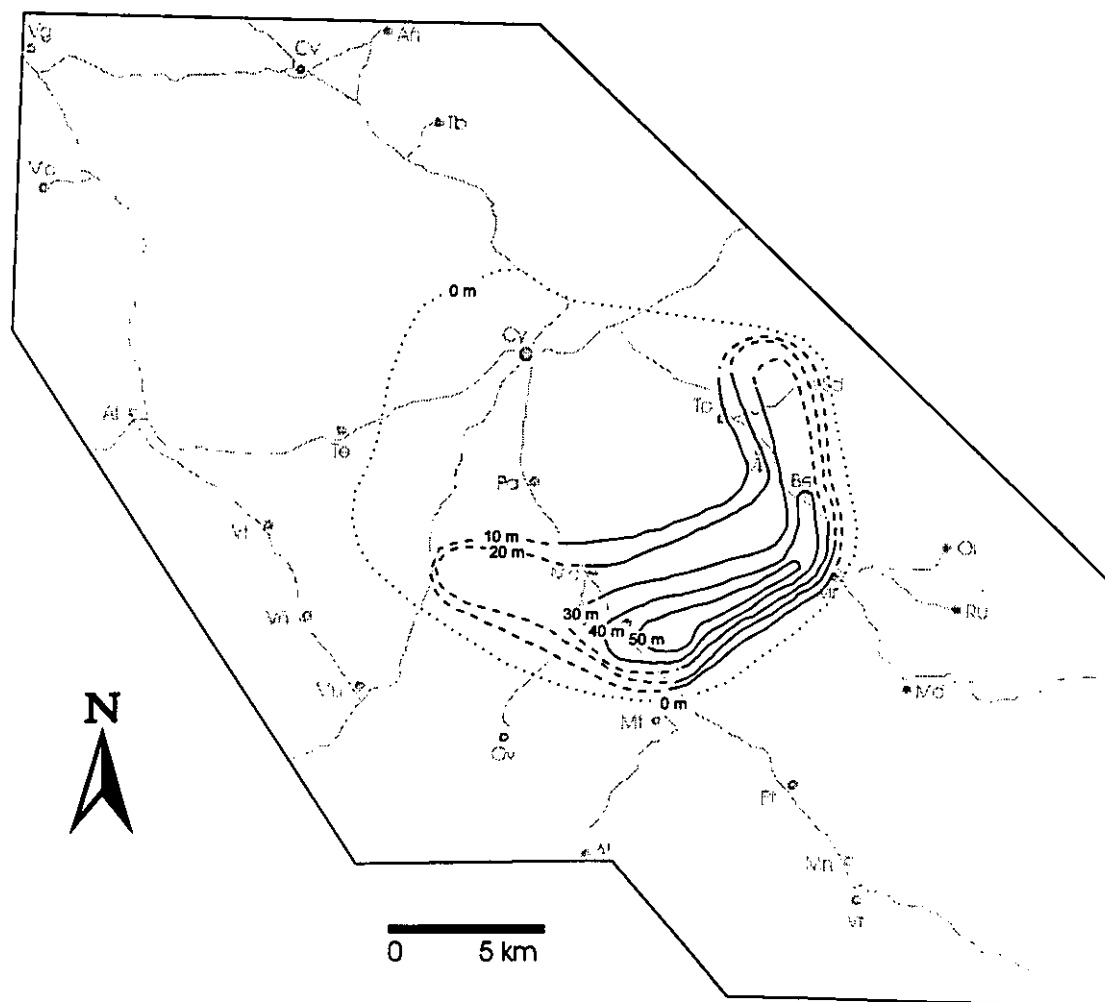
PANEL DE CORRELACIÓN DE SERIES ESTRATIGRÁFICAS (SIERRA DE ARMANTES, NE-SW)



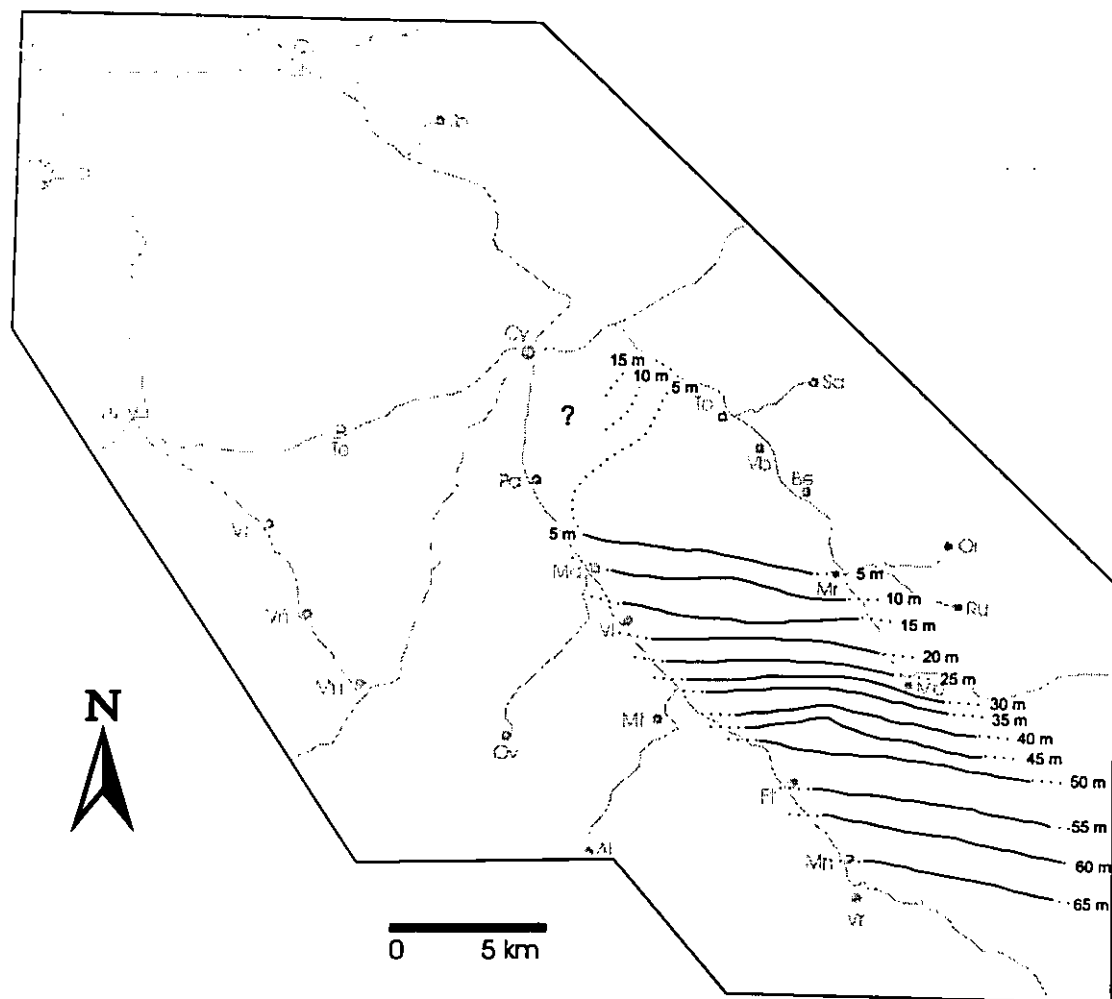
PANEL DE CORRELACIÓN DE SERIES ESTRATIGRÁFICAS (SIERRA DE ARMANTES, NE-SW)



MAPAS DE ISOPACAS



Mapa de isopacas de la Subunidad CLD-INT
 (dentro de las mayores potencias se han contabilizado tramos de carbonatos brechoideos de la Subunidad CBPY-INT a techo de las secciones utilizadas)



Mapa de isopacas de la Subunidad LR-SUP.

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE CALATAYUD

- Contacto mecánico
- Contacto discordante o discordante supuesto
- Contacto normal o concordante
- Contacto difuso entre cambio de facies

CUATERNARIO

18 19

17

16

19 Conglomerados silíceos, areniscas y limos/terrazas fluviales

18 Depósitos aluviales

17 Glaci

16 Gravas cuarcíticas con matriz arcillosa roja

15 Calizas tobáceas y lacustres

14 Limos y lutitas rojas con canales de arenas, gravas y oncoides

13 Calizas palustres con gasterópodos

12 Calizas bioclásticas y calizas con caráceas y gasterópodos

11 Yesos mesolenticulares bioturbados

10 Yesos laminados con magnesia/dolomita

9 Carbonatos diagenéticos brechoides

8 Carbonatos diagenéticos laminados

7 Limos grises y ocre con aragonito

6 Yesos laminados y laminado-nodulares

5 Dolomías, dolomías arenosas y margas-arcillas dolomíticas con yeso

4 Areniscas calcáreas, calizas arenosas, lutitas y limos rojos

3 Lutitas y limos rojos, canales de arenas y gravas

2 Brechas, conglomerados y areniscas

1 Bordes de cuenca (Paleozoico+Mesozoico Indiferenciado)

MIOCENO INFERIOR

MIOCENO MEDIO

MIOCENO SUPERIOR

UNIDAD INTERMEDIA

UNIDAD SUPERIOR

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

PALEOZOICO

MEZOZOICO

1

0 1.000 2.000 3.000 4.000 5.000 m.

